КОСМИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ В ГЕОЛОГИИ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
С ПОМОЩЬЮ КОСМИЧЕСКИХ СРЕДСТВ

Секция «Космическая геология»

КОСМИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ В ГЕОЛОГИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1983

УДК 550.814.553.3+553.98

Academy of Sciences of the USSR

Commission of natural resources studies
by space means

'Section «Geology from space»

SPACE INFORMATION FOR GEOLOGY

Космическая информация в геологии / Коллектив авторов. М.: «Наука», 1983. 536 с.

Коллективная монография обобщает результаты исследований, выполненных институтами Академии наук СССР, академий наук союзных республик и рядом других организаций в области разработки методики применения аэрокосмической информации в геологии, использования ее в исследованиях новейших и современных геологических процессов, линеаментов и кольцевых структур, металлогении и размещения рудных месторождений в рудных районах, при изучении и прогнозировании нефтегазоносных районов. Изложены общая методология исследований, методы инструментального дешифрирования изображений и количественной обработки информации, результаты региональных структурно-геологических и прогнозно-поисковых работ, выявленные геологические закономерности и практические рекомендации.

Табл. 9, ил. 188, библиогр.: с. 506—526 (729 назв.)

Редакционная коллегия:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
академик *А. В. Сидоренко* (главный редактор),
академик *А. Л. Яншин* (главный редактор),
В. И. Макаров, В. М. Моралев, Ю. Г. Сафонов,
В. Г. Трифонов, П. Ф. Флоренский

Ответственные редакторы:

В. Г. Трифонов, В. И. Макаров, Ю. Г. Сафонов, П. В. Флоренский

Editorial Board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-Chief),
Academician *A. V. Sidorenko* (Editor-in-Chief),
Academician *A. L. Yanschin* (Editor-in-Chief),
V. I. Makarov, V. M Moraleov, Yu. G. Safonov,
V. G. Trifonov, P. V. Florensky

Responsible editors:

V. G. Trifonov, V. I. Makarov, Yu. G. Safonov, P. V. Florensky

К $\frac{1904010000\text{-}604}{042(02)\text{-}83}$ 185-83-IV

© Издательство «Наука», 1983 г.

ВВЕДЕНИЕ

В «Основных направлениях экономического и социального развития СССР на 1981—1985 годы и на период до 1990 года», принятых XXVI съездом КПСС, подчеркивается необходимость направить усилия научных организаций на «дальнейшее изучение и освоение космического пространства в интересах развития науки, техники и народного хозяйства; изучение строения, состава и эволюции Земли... с целью рационального использования ресурсов, совершенствования методов прогнозирования ... явлений природы»[1]. Именно на стыке двух указанных направлений возникла проблема применения данных, получаемых с помощью космических средств, для решения геологических задач: исследования строения земной коры, прогноза и поиска ее сырьевых энергетических ресурсов и прогноза стихийных геологических явлений. Методике и важнейшим результатам разработки этой проблемы посвящена предлагаемая коллективная монография.

Первые космические изображения Земли получил в 1962 г. Г. С. Титов. Вскоре они нашли широкое применение в геологии. Это было закономерно, ибо предопределялось тем подходом к геологическим процессам, который утвердился к 60-м годам нашего столетия на основе идей В. И. Вернадского, К. Э. Циолковского, А. Л. Чижевского и заключается в изучении взаимосвязей геологических явлений и структур на фоне развития Земли как планеты. Материалы космических съемок и измерений оказались мощным новым инструментом таких исследований.

Современная геологическая наука и практика используют данные широкого комплекса аэрокосмических съемок и измерений в разных диапазонах спектра: γ-съемку, съемки и измерения в видимой и ближней инфракрасной областях, тепловом (ИК) диапазоне и области сверхвысоких радиочастот (СВЧ), радиолокацию, а также данные дистанционной гравиметрии и магнитометрии. Но главным источником используемой в геологии аэрокосмической информации были и остаются материалы съемок в видимой и ближней инфракрасной частях спектра.

Общие принципы геологического дешифрования и интерпретации космических изображений Земли и возможные области их применения охарактеризованы в ряде обобщающих статей и монографий [Исследования..., 1972; Сидоренко, 1973; Трифонов и др., 1973; Космическая..., 1975; Виноградов, 1976; Кац и др., 1976; Хаин и др., 1976; Геологическое..., 1978; Еремин и др., 1978; Брюханов и др., 1979]. Многие конкретные вопросы методики применения космических изображений для решения тех или иных геологических задач рассмотрены в серии специальных и региональных статей [Артамонов и др., 1971; Башилова и др., 1972, 1973; Богородский и др., 1973, 1978; Еремин, Кац, 1973; Макаров, 1973, 1980; Рябухин 1973; Сахатов и др., 1973; Скарятин, 1973; Трифонов, 1973, 1976а, б; Флоренский, 1973; Абросимов и др., 1974; Астахов, Ерóменко, 1974; Макаров и др., 1974; Макаров, Трифонов, Щукин, 1974; Макаров, Соловьева, 1975, 1976; Сонин, Трофимов, 1975; Ананьин, Трифонов, 1976; Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976; Иванова, Трифонов, 1976; Кац, Копп, 1976; Копп, Расцветаев, 1976; Кочнева, Томсон, 1976; Рябухин и др., 1976; Соловьева и др., 1976; Трофимов, Кац, Сонин, 1976; Флоренский и др., 1976; Шульц, 1975, 1976, 1977; Брюханов, 1977; Кац и др., 1978; Махин и др., 1978; Комаров, Можаев, 1980; Трифонов и др., 1980; Щеглов и др., 1980]. Указанные публикации не исчерпывают всего опыта работ по рассматриваемой проблеме

[1] Материалы XXVI съезда КПСС. М.: Политиздат, 1981, с. 146—147.

в СССР, но и они свидетельствуют о широком фронте исследований и больших достижениях в этой области.

Исторически, по опыту использования аэрофотоснимков, космическая информация прежде всего стала применяться при структурно-геологических исследованиях, тектоническом и геологическом картировании. С помощью космических снимков уточняются протяженность и строение зон крупных разломов, разрывно-складчатых нарушений и деформаций, их соотношения друг с другом и прочими элементами структуры. Новым шагом в картировании литолого-стратиграфических комплексов горных пород, четвертичных отложений, вулканических и плутонических формаций, в расшифровке структуры складчатых областей явилось применение материалов многозональных съемок. Использование космических снимков для улучшения и обновления геологических карт, удешевления геологосъемочных работ вылилось в особое направление практической геологии.

Но космические снимки позволяют не только улучшить существующие карты и уточнять форму известных структур. Анализ снимков заставил обратить внимание на некоторые тектонические образования, которые прежде недооценивались или вовсе не замечались. Появились специальные карты, космотектонические и космогеологические, на которых показаны такие образования. К их числу относятся прежде всего линеаменты и кольцевые, круговые или дуговые структуры.

Сопоставление результатов дешифрирования космических снимков с данными наземных геологических и геофизических исследований показало, что линеаменты далеко не всегда соответствуют наблюдаемым на поверхности разломам земной коры. Как правило, линеаменты представлены на поверхности линейно вытянутыми формами рельефа, их границами, элементами гидрографической сети, геологически обусловленными зонами почвенного и растительного контраста. Линеаментам соответствуют аномалии структурного рисунка поверхности, структурно-фациальных зон, полосы повышенной однообразно ориентированной трещиноватости и новейших деформаций рельефа. Нередко линеаменты совпадают с зонами повышенной сейсмической активности, аномального поглощения сейсмических волн, гравитационных и магнитных аномалий, а также с границами, разделяющими области с разными сейсмическими скоростными разрезами, различным характером гравитационного и магнитного полей.

Выделяемые на космических снимках кольца, круги, овалы и дуги, подобно линеаментам, отражаются в орогидрографии и других элементах ландшафта. Круговым и овальным образованиям, обычно сравнительно мелким, могут отвечать вулканические, плутонические, вулкано-плутонические комплексы пород, слагающие депрессии, купола и иные структуры с элементами овального, кругового или концентрического строения. Однако часто подобных соотношений не наблюдается, но намечается сходство контуров круга или овала с границами тех или иных неоднородностей строения литосферы, выявляемых геофизическими методами.

Указанные особенности линеаментов и кольцевых образований позволяют рассматривать их как проявления глубинных зон нарушений, деформаций и магматической проницаемости, блоковости и горизонтальной неоднородности земной коры и верхней мантии. Поэтому второе главное направление геологического использования аэрокосмической информации — это изучение глубинной тектоники.

На космических снимках разных масштабов и различной разрешающей способности земная поверхность изображается с разной степенью генерализации. Сопоставление результатов дешифрирования снимков разных масштабов показало, что, как правило, чем хуже разрешение, т. е. выше уровень генерализации, тем более глубинные структуры проявляются на снимке. Чаще всего это структуры новейшие, сохраняющие активность и в настоящее время. Сравнение структуры разной глубины заложения обнаружило во многих областях новейшей тектонической активности дисгармонию, автономность современного строения и развития отдельных слоев и пластин литосферы, что, вероятно, связано с дифференцированностью их неотектонических горизонтальных перемещений.

Поскольку на космических снимках лучше всего выражены именно новейшие структурные элементы, они являются важным источником информации о современных тектонических процессах. Морфологическая диагностика активных структур, выяснение их пространственных соотношений и степени активности на разных глубинах направлены на совершенствование структурно-кинематической модели современной литосферы, модели, без которой невозможно расшифровать тектонику геологического прошлого. Изучение современных процессов преследует и практическую цель совершенствования

прогноза стихийных геологических явлений: землетрясений, извержений вулканов, оползней, селей, эрозии и аккумуляции поверхности.

Применение космической информации при структурно-геологических исследованиях, изучении глубинного строения земной коры имеет и еще один важный практический аспект — прогноз и поиски полезных ископаемых. Начинают развиваться прямые методы дистанционного поиска рудных тел и нефтегазовых залежей путем регистрации обусловленных ими геотермальных, геохимических и других ландшафтных индикаторов. Но главной задачей остается совершенствование структурных критериев прогноза и поиска. На мелкомасштабных космических изображениях выделяются и картируются трансрегиональные линеаменты, с которыми связаны металлогенические зоны и нефтегазоносные провинции. Это обстоятельство стимулировало развитие представлений о роли протяженных и глубинных линейных зон длительной активности в локализации и формировании месторождений.

Использование материалов космических съемок при более детальных исследованиях закономерностей размещения рудных и нефтегазовых месторождений имеет ряд особенностей. Так, для нефтяной геологии важна прежде всего дополнительная информация о глубинном строении территории. На платформах они обычно характеризуются унаследованным развитием структур вплоть до новейшего этапа. Эта неотектоническая активизация отражается на космических снимках и служит индикатором глубинных структур и нефтегазоносных зон.

Существование рудоконтролирующих структур разных рангов делает весьма важным сопоставление результатов дешифрирования аэрокосмических изображений разных уровней генерализации. При этом пополняются сведения о региональных и локальных разломах, с которыми часто непосредственно связаны месторождения.

Новый импульс получило развитие представлений о скрытых разломах, о тектонической делимости земной коры. Это важно для понимания условий образования рудных месторождений. Для металлогенического анализа существенным оказалось выделение региональных кольцевых структур, обусловленных глубинными магматическими процессами. В локальных кольцевых структурах проявляется специфика развития вулканотектонических структур и гипабиссальных интрузий, контролирующих размещение рудных месторождений.

Успешное применение материалов дистанционных съемок и измерений возможно лишь при комбинации различных методов дистанционного зондирования друг с другом и с наземными методами геологических исследований. Большие объемы аэрокосмической информации, необходимость количественной корреляции результатов ее обработки с разными геологическими, геохимическими и геофизическими данными делают весьма актуальной задачу автоматизации геологического дешифрования и интерпретации материалов дистанционных съемок и измерений на базе широкого применения вычислительной техники.

Перечисленные основные направления применения космической информации в геологии рассматриваются в предлагаемой монографии. Она является результатом творческого содружества многих организаций Академии наук СССР, академий наук союзных республик, а также Мингео СССР, Миннефтепрома СССР, Мингазпрома СССР, Минвуза СССР и территориальных управлений.

Непосредственными исполнителями и авторами монографии являются Г. И. Волчкова, Н. В. Лукина, В. И. Макаров, С. Ф. Скобелев, В. Г. Трифонов (Геологический институт АН СССР), Е. В. Акимова, И. К. Волчанская, В. И. Завалин, Н. Т. Кочнева, В. С. Кравцов, В. И. Микляев, В. Д. Парфенов, Ю. Г. Сафонов, В. В. Середин, И. Н. Томсон, М. А. Фаворская (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР), В. Е. Гоникберг (Институт литосферы АН СССР), И. В. Ананьин (Институт физики Земли АН СССР), В. П. Крючков (Институт геохимии и аналитической химии АН СССР), Д. В. Лопатин (Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР), В. Д. Баранов, М. И. Диденко (Институт минералогии и геохимии редких элементов АН СССР и Мингео СССР), А. А. Логачев, А. С. Петренко, Ю. А. Романов, А. Н. Шарданов (Институт геологии и разработки горючих ископаемых АН СССР и Миннефтепрома), Г. Ф. Уфимцев (Институт земной коры СО АН СССР), Ф. С. Онухов, В. Н. Ставров, В. В. Юшманов (Институт тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР), Л. А. Гаврилов, С. М. Тащи (Дальневосточный геологический институт ДВНЦ АН СССР), А. П. Кулаков (Тихоокеанский институт географии ДВНЦ АН СССР), Н. А. Гусев, И. В. Флоренский (Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР), С. В. Левашова, В. Н. Смирнов (Северо-Восточный комплексный научно-

исследовательский институт ДВНЦ АН СССР), Л. Д. Вульфсон, В. И. Лялько, М. М. Митник (Институт геологических наук АН УССР), Я. Н. Белевцев, С. С. Быстревская, Е. А. Зыков, Н. П. Селезнюк (Институт минералогии и физики минералов АН УССР), Р. Г. Горецкий, О. И. Карасев, В. Я. Коженов, Э. А. Левков, А. А. Святогоров (Институт геохимии и геофизики АН БССР), В. М. Аллахвердиев, Н. А. Ашумов, В. Н. Ермолаев (Институт геологии АН АзССР), А. С. Караханян (Институт геологических наук АН АрмССР), И. И. Войтович (Институт геологии АН КиргССР), В. К. Кучай (Институт геологии АН ТаджССР), О. М. Борисов, В. М. Полтавченко (Институт геологии и геофизики АН УзССР), Х. Спиридонов, М. Червеняшка (Центральная лаборатория космических исследований АН НРБ), Н. Кацков (Мингео НРБ), Г. С. Бурлакова, В. А. Буш, А. В. Доливо-Добровольский, В. А. Козлов, Ю. А. Лион, Б. Я. Пономарев, Н. С. Посошкова, Л. И. Соловьева, В. В. Шарков (ВНПО Аэрогеология Мингео СССР), С. И. Стрельников, С. С. Шульц (Всесоюзный геологический институт Мингео СССР), А. В. Гурьянов (ВНПО Союзнефтегеофизика Мингео СССР), Т. В. Флоренская (Всесоюзный научно-исследовательский нефтяной институт Миннефтепрома), Б. В. Сенин (ВНПО Союзморгео Мингазпрома), С. В. Порошин (Госцентр «Природа» ГУГК СССР), А. И. Гущин, М. Ю. Никитин, В. Д. Скарятин, Д. М. Трофимов (Московский государственный университет), М. А. Кикина, В. К. Флоренский (Московский геологоразведочный институт), В. Г. Варламов, В. И. Гридин, А. Н. Дмитриевский, А. В. Копылов, Е. Л. Курбала, А. Н. Руднев, И. И. Скворцов, П. В. Флоренский (Московский институт нефтехимической и газовой промышленности), А. К. Глух (Мингео УзССР), С. Е. Апрелков, Б. В. Ежов (Камчатское геологическое управление), Д. Н. Чучадеев (Управление геологии ТаджССР), В. В. Боровский, А. Л. Клопов, И. Д. Песковский, Л. Л. Подсосова (ЗапСибВНИГНИ), Г. И. Амурский, М. С. Бондарева, Л. В. Пименова (ВНИИГаз Мингазпрома).

Общая организация и координация работ осуществлялись Геологическим институтом АН СССР через секцию «Космическая геология» Комиссии АН СССР по изучению природных ресурсов с помощью космических средств.

Монография состоит из пяти частей. В первой части рассматриваются общие вопросы методики применения аэрокосмической информации в геологии, вторая посвящена использованию аэрокосмической информации при изучении современных и новейших геологических процессов, третья — анализу и интерпретации отдешифрированных на космических снимках линеаментов и кольцевых образований. В четвертой части обсуждаются результаты применения космической информации при металлогенических исследованиях и изучении закономерностей размещения рудных месторождений, а в пятой — при изучении тектоники платформенных областей, прогнозе и поисках месторождений нефти и газа.

Ответственные редакторы — В. Г. Трифонов (части первая и вторая), В. И. Макаров (часть третья), Ю. Г. Сафонов (часть четвертая) и П. В. Флоренский (часть пятая) — скомпоновали представленные авторами материалы, придав им целевую направленность в рамках единой монографии. Насколько это удалось, предоставляется судить читателям.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Глава 1

МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ДЕШИФРИРОВАНИЯ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ

Несмотря на большой опыт использования в геологии космических изображений, еще недостаточно ясны характер геологической информации, заключенной в космических снимках, ее природа и соотношение с информацией, получаемой традиционными наземными методами и аэрометодами. Поэтому разработка и совершенствование методики использования материалов космических съемок и измерений для решения геологических задач в значительной мере определяются уровнем знания общих основ формирования космического изображения и умением определять сущность содержащейся в нем геологической информации.

При изучении Земли из космоса — визуальном или по фотографическим, сканерным и другим изображениям — геологи, географы, гидрологи, специалисты сельского, лесного хозяйства и других отраслей землеведения получают информацию с одного и того же образования — с земной поверхности. Задача специалиста состоит в том, чтобы из сложного интегрального изображения земной поверхности извлечь необходимую часть.

Таким образом, приступая к геологическому дешифрированию космических снимков, необходимо с самого начала иметь совершенно определенное представление о том, чем является земная поверхность как геологическое образование. В самом общем виде ее необходимо рассматривать как результат последовательного наложения структур разного возраста и различной глубины, закономерно преобразованных комплексом экзогенных процессов. В этом определении земная поверхность выступает, во-первых, как историческая категория и, во-первых, как результат взаимодействия литосферы (эндогенных процессов) с гидросферой, атмосферой и биосферой (экзогенными процессами).

С исторической точки зрения в структуре земной поверхности необходимо прежде всего четко разграничивать ее древние и новейшие элементы. Их удельный вес в формировании лика земной поверхности различен. Соответственно различна и информативность космических изображений элементов разного возраста.

Известно, что основные формы современного рельефа континентов, который прежде всего отражен на космических изображениях, определены неотектонической структурой, теми движениями, которые в общем случае начались в олигоцене — раннем миоцене. Характерный размер этих форм таков, что в большинстве своем они хорошо соответствуют обзорности космических снимков. Именно поэтому снимки наиболее информативны в отношении неотектонической структуры, которая проявлена — практически везде — прямыми признаками. Особенно это касается крупных повсеместно развитых складок основания (в понимании Э. Аргана [1935] и С. С. Шульца [1948]) и связанных с ними разрывов.

Того же возраста альпинотипные складки, широко распространенные в пределах альпийских горно-складчатых поясов и относящиеся к категории складок покрова, относительно невелики и обычно не образуют крупных самостоятельных форм рельефа. Поэтому они могут дешифрироваться, как правило, лишь на крупномасштабных космических изображениях, а еще лучше — на аэрофотоснимках.

Древние структуры, в различной мере преобразованные более молодыми движениями,

выступают в новой композиции и через нее проявлены в тех или иных своих элементах. В зависимости от степени последующих преобразований и принадлежности к той или иной неотектонической области их значение в формировании рельефа поверхности различно. Структура древних складчатых комплексов в пределах молодых, орогенов, например Тянь-Шаня, распознается на материалах дистанционных съемок так же или несколько хуже, чем альпинотипная молодая складчатость. Эта структура определяет лишь некоторые особенности новейших форм и в рельефе проявлена, как правило, мезо- и микроформами. Последние формируют лишь специфику внутреннего рисунка того или иного неотектонического блока. Сами же элементы этого рисунка или формы древних структур на мелкомасштабных космических снимках (типа «Метеор») не диагностируются и могут распознаваться (и то далеко не везде) лишь на более крупномасштабных изображениях, например полученных с пилотируемых орбитальных станций «Салют», с космических кораблей «Союз», с автоматических спутников «Ландсэт».

Значительно лучше древние складчатые комплексы проявлены на изображениях древних массивов платформенного типа (например, щитов), где их рисунок мало переработан более поздними тектоническими процессами и не затушеван глубокими складками (формами) орогенного рельефа. В этих условиях избирательно эродированные и отпрепарированные древние структурные формы и литолого-петрографические комплексы доминируют в рельефе и дешифрируются достаточно хорошо. Крупные разнородные комплексы древнего складчатого или метаморфического основания могут проявиться даже на сравнительно мелкомасштабных изображениях со спутников серии «Метеор».

Второй аспект рассматриваемого вопроса — это взаимодействие эндогенных и экзогенных факторов. Ему посвящена обширная литература. Многие стороны и результаты этого взаимодействия, по крайней мере в общем виде, аксиоматично ясны, однако, поскольку при анализе и интерпретации материалов дистанционных съемок они приобретают принципиальное значение и требуют особого внимания, подчеркнем некоторые известные положения.

Прежде всего при анализе эндогенной составляющей необходимо иметь в виду, что она складывается из деформаций разного возраста — древних и молодых. Принципиальная схема разреза континентальной земной коры (рис. 1), как и конкретные геолого-геофизические разрезы самых разных областей, приведенные в многочисленных публикациях, свидетельствует о том, что наблюдаемое положение и структуры (рельеф) поверхностей разделов глубинных слоев литосферы наилучшим образом отражены в неотектонической составляющей приповерхностной структуры. Этим определяется и возможность изучения глубинных структур по космическим изображениям. По сушеству, речь идет об анализе глубинной составляющей неотектонической структуры, хорошо проявленной, как отмечалось выше, на космических снимках.

При этом необходимо, конечно, учитывать, что неотектонические формы могут как наследовать более древние, так и быть в той или иной мере несогласными с ними, новообразованными или наложенными.

Во всех случаях молодые тектонические процессы деформируют поверхность, а значит, нарушают ранее установившееся равновесное состояние и приводят в действие компенсирующие гравитационные и другие силы и внешние процессы, в конечном счете направленные к выравниванию поверхности. В зависимости от величины связанных с деформацией уклонов поверхности и от климатических условий устанавливается определенный комплекс экзогенных процессов (денудационного и аккумулятивного рядов). Этот комплекс предопределяет развитие тех или иных типов рельефа, особенности структуры и распространения почвенно-растительного покрова, которые, проявляясь на космических изображениях, служат индикаторами новейших тектонических форм самых разных порядков и особенностей развития.

Все древние структуры должны наблюдаться, очевидно, на фоне более молодых, определяя детали их строения и внутренний рисунок. Само расположение древних образований (на поверхности или под покровом осадочных пород) обусловлено развитием более молодых деформаций земной коры (в первом случае сопровождающихся воздыманием поверхности, во втором — ее опусканием) и является их индикатором (см. рис. 1).

Древние структуры определяют пространственное размещение тех или иных литолого-петрографических разностей горных пород. Последние, будучи выведенными на поверхность и подвергаясь здесь процессам избирательной денудации, предопределяют особенности рельефа поверхности, структуру почвенно-растительного покрова и некоторые другие детали рисунка земной поверхности.

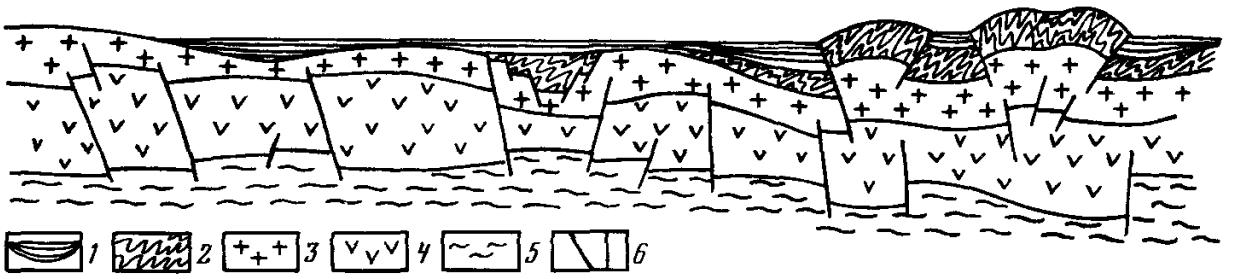


Рис 1. Принципиальный обобщенный разрез земной коры континентов

1 — недислоцированные или слабо дислоцированные отложения платформенных чехлов, *2* — дислоцированные комплексы пород складчатых областей и основания молодых платформ, *3* — гранитно метаморфический слой, *4* — «базальтовый» слой, *5* — верхняя мантия, *6* — разломы

Погребенные древние структуры также могут косвенно проявиться на поверхности, поскольку они воздействуют на поднимающиеся снизу потоки тепла, газов и флюиды и поэтому изменяют, формируют особенную геохимическую структуру поверхности и соответствующий почвенно-растительный покров.

Естественно, что в первом и втором случае характерные размеры и отчетливость контуров и формы проявления элементов древних структур на поверхности и на ее космических изображениях будут существенно различаться. Следовательно, для дешифрирования потребуются различные материалы (в частности, по уровню генерализации) и различные методы.

В целом же можно сделать вывод, что геологические образоваия в большинстве своем проявляются на космических снимках через геоморфологические или ландшафтные индикаторы. При этом один и тот же объект или одинаковые по геологическому содержанию объекты, находясь в различных структурно-орографических и климатических условиях, могут иметь достаточно различные проявления на местности и на космических снимках. Многообразие и пространственная изменчивость внешних форм проявления геологических образований неизбежны, они естественны и закономерны. Это, по существу, было сформулировано в свое время В. Дэвисом, который подчеркивал, что все разнообразные формы рельефа не случайны, а закономерно определяются тремя причинами — геологической структурой, процессом и временем, из которых главной является первая.

Методы дешифрирования и приемы распознавания геологических объектов на космических изображениях весьма разнообразны и определяются многими обстоятельствами или условиями, которые можно подразделить следующим образом.

I. Программно-целевые условия. 1. Объекты исследования: линеаменты, кольцевые образования, разломы, складчатые комплексы, литолого-структурные комплексы, вулканические и интрузивные образования, коры выветривания, зоны гидротермальных измерений и т. д.

2. Цели и задачи исследования: выделение и характеристика сейсмоопасных и аномально напряженных зон, зон повышенной минерализации разных типов, зон глубинных скрытых (погребенных) нарушений, нефтегазоносных структур, областей дисгармоничного развития разноглубинных горизонтов, зон повышенного теплового потока и т. д.; составление и корректировка геологических, тектонических, геоморфологических, геофизических и других карт.

3. Динамичность исследуемого явления, процесса.

II. Общие природные условия местонахождения исследуемых объектов, явлений или процессов. 1. Структурно-геоморфологическая позиция: платформенные континентальные равнины (щиты, плиты), горно-складчатые области (впадины, поднятия), мелководье морей, океанов и внутренних водоемов.

2. Ландшафтно-климатические условия: климатическая зона (температура и влажность), характер (тип) и состояние почвенно-растительного покрова.

III. Предварительная изученность территории. 1. Хорошо изученные территории (исследование предполагает получение дополнительной информации об известных объектах и их взаимосвязи).

2. Неизученные территории (исследование предполагает получение первоначальных данных и представлений).

IV. Материально-технические условия. 1. Тип и качество обрабатываемых космических изображений: масштаб, территориальный охват (обзорность), спектральный диапазон съемки, время съемки и повторяемость, способ получения (фотографический, телевизионный, сканерный) и т. д.

2. Технические возможности и способы преобразования первичных изображений.

Первые три группы условий предопределяют требования к некоторым материалам и технике. Если они не удовлетворены, задачи исследования не могут быть решены, частично или полностью. Ниже рассматриваются некоторые наиболее важные аспекты методики дешифрирования на примере линеаментов.

Главная задача изучения линеаментов — это выяснение их природы. Для ее решения необходим всесторонний совместный анализ дистанционных материалов и данных, полученных традиционными геологическими, геофизическими, геохимическими и ландшафтно-геоморфологическими методами.

Частными являются задачи изучения линеаментов в их отношении к разрывным деформациям земной коры, их кинематической характеристики и возможной связи с напряженными зонами земной коры, возраста линеаментов, глубины их заложения, взаимосвязи линеаментов со структурами магнитного, гравитационного и теплового полей, с зонами повышенной проницаемости и геохимических аномалий и т. д.

Среди важных общетеоретических и практических задач необходимо выделить геодинамический анализ линеаментов (линеаменты и планетарная трещиноватость; линеаменты, мобилизм и фиксизм), использование линеаментов в структурном прогнозе месторождений полезных ископаемых, в изучении сейсмоактивных зон и т. д.

Для выявления и характеристики сейсмоопасных и аномально напряженных зон необходим весьма широкий комплекс съемок и исследований, в которых наибольшее внимание должно уделяться линеаментам. При дешифрировании важное значение приобретает анализ яркости, морфологии и других особенностей их проявления на изображениях разных масштабов. Ранее на ряде примеров было показано, что активность и форма проявления линеаментов разной глубины заложения на космических изображениях разных масштабов и территориального охвата существенно различаются. Таким образом, сравнение изображений разных масштабов дает дополнительные сведения по крайней мере об активных «линиях» глубинных слоев литосферы, которые часто не соответствуют таковым в приповерхностных структурах и через их посредство не всегда могут изучаться достаточно эффективно [Макаров и др., 1974; Макаров, Трифонов, Щукин, 1974; Макаров, Соловьева, 1975, 1976; Ананьин, Трифонов, 1976; Макаров, 1977; Геологическое..., 1978].

Дело в том, что дизъюнктивные деформации глубоких слоев литосферы, распространяясь вверх, преобразуются в соответствии со структурами и литолого-петрографическими неоднородностями более высоких слоев и достигают поверхности в виде более или менее широких ореолов разнообразных вторичных форм и других особенностей, генетическая связь которых не всегда очевидна и понятна без определенной генерализации структуры, т. е. без того, что обеспечивает космические съемки. При прочих равных условиях, чем больше глубина заложения деформации, тем в более рассеянном виде она проявлена на поверхности и тем более высокий уровень генерализации требуется для ее выявления Особенно эффективно использование космических изображений при изучении глубинных подвижных зон или разломов скрытого типа в равнинных областях с широким развитием осадочного чехла

Для распознавания нефтегазоносных структур или рудоносных структур определенной минерализации, в том числе скрытых, и для выявления глубинных погребенных структур очень важно выявлять и анализировать геотермальные и геохимические аномалии земной поверхности. Принципиальная возможность применения для этого космических методов состоит в том, что в сложном геохимическом спектре того или иного участка земной поверхности (спектре, который так или иначе проявлен в особенностях почвенно-растительного покрова и характеристиках электромагнитного излучения, фиксируемого на снимках) заключена весьма разнородная информация, в том числе та, которую восходящие флюиды несут как о своих материнских средах, так и о слоях коры, сквозь которые они прошли на своем пути к поверхности. Следовательно, задача состоит в том, чтобы с помощью многозональной съемки земной поверхности или измерений в узких спектральных зонах выделить генетически различные составляющие (в том числе по глубине заложения) наблюдаемого геохимического поля.

Таким образом, речь идет о развитии методов дистанционного (космического) геохимического зондирования для прямого и целенаправленного поиска зон различной геохимической специализации. В этом отношении очевидна основная роль многозональных съемок и измерений, с помощью которых осуществляется спектральный анализ электромагнитной радиации с земной поверхности. Самостоятельное значение и большие перспективы имеют методы лидарной спектроскопии (см. гл. 6).

В связи с отмеченными выше особенностями геохимической структуры поверхности и возможностью проявления в ней погребенных вещественно-геохимических неоднородностей необходимо отметить, что, по-видимому, далеко не все элементы структуры, дешифрируемые на космических снимках, следует объяснять неотектоническими деформациями.

Во всех случаях решение научных и прикладных задач основывается на выявлении типичных и особенных черт того или иного явления (или образования). Выбор необходимых типов съемок или измерений должен производиться исходя из общетеоретических, научно-методических предпосылок, а также путем эмпирического поиска.

Общие физико-географические условия местонахождения исследуемых объектов или территорий имеет чрезвычайно важное, определяющее значение в формировании облика линеаментов, в особенностях их проявления и дешифрирования на космических снимках. Эти условия в самом общем виде предопределяются орографическими и климатическими факторами.

Главные орографические элементы земной поверхности, как известно, обусловлены геологической структурой, причем в основном неотектоническим ее планом. Характер проявления и дешифровочные признаки линеаментов могут существенно различаться в пределах континентальных платформенных равнин и горно-складчатых областей. Из-за резкого различия амплитуд тектонических движений и вообще интенсивности и характера геологических процессов, а также из-за различия горизонтальных градиентов тех или иных характеристик земной поверхности (литолого-фациального состава отложений, уклонов и т. д.) один и тот же линеамент (транзитного типа) на изображениях платформы и смежной горной области может иметь различную отчетливость и форму проявления. Резко обозначенный в одной области, он может «потеряться» в другой. Но на изображениях другого масштаба, другого уровня генерализации он и здесь может проявиться достаточно ясно. При этом для выявления линеамента в пределах платформы, при прочих равных условиях, обычно требуется изображение более высокой степени генерализации.

Указанное обстоятельство имеет принципиальное значение, например, при интерпретации линеаментов как глубинных образований и при оценке их глубинности по характеру проявления на изображениях разных масштабов. Такая оценка, очевидно, должна производиться с обязательным учетом положения линеаментов в той или иной геотектонической области. Это же необходимо учитывать и при оценке причин прерывистости линеаментов, изменения их облика по простиранию.

Кроме самых общих, существенные различия в характере проявления линеаментов связаны с их положением в областях денудации или аккумуляции. В качестве таковых укажем на платформах щиты и плиты, в орогенах — зоны и системы поднятий и впадин.

В областях преобладания процессов денудации линеаменты проявляются не только в литолого-фациальных, структурных и других особенностях субстрата, но и в разнообразных типах и формах эрозионно-денудационного рельефа. Анализ рельефа в таких областях дает ценнейшую информацию, поскольку здесь линеаменты и проявляются главным образом в рисунке эрозионных сетей, расположении уступов и других форм рельефа.

В области опусканий, где широко развиты аккумулятивные равнины, образы линеаментов формируются менее заметными особенностями поверхности. Обычно они отражают конседиментационные деформации, которые сопровождаются изменениями фациального состава и мощности отложений и соответствующей структурой почвенно-растительного покрова, влажности поверхности и т. д. Иногда они являются геотермо-геохимическим отражением на поверхности более или менее глубоко залегающих неоднородностей фундамента.

Если в области денудации линеаменты образуются достаточно резкими чертами рельефа, то на аккумулятивных равнинах они нередко представляют собой довольно расплывчатые, без резких ограничений зоны, для выявления которых требуются изображения с более высокой генерализацией. Кроме того, поскольку в этом случае велико значение структуры почвенно-растительного покрова, при дешифрировании линеаментов значительно бóльший удельный вес приобретают многозональные съемки, позволяющие в определенных зонах спектра как бы экстрагировать искомые объекты.

Особый подход требуется при выявлении линеаментов в пределах акваторий. Возможно непосредственное дешифрирование тектонически обусловленных элементов рельефа дна мелководья на изображениях, полученных в коротковолновой части видимого спектрального диапазона. Здесь, а также и в более глубоководных частях акваторий

линеаменты и другие структурные элементы могут дешифрироваться и по косвенным признакам. Это некоторые особенности водной среды (цвет, температура, соленость, плотность, насыщенность планктоном и т. д.), которые определяются структурой течений, зависящих, в свою очередь, и от тектонически обусловленного рельефа дна. Для выявления структуры водных масс требуется использование съемок в коротковолновой части спектра. Очевидно, что положение структурных элементов дна, установленных по таким данным, будет весьма приблизительным.

Климатические условия изучаемых территорий играют также важную роль в формировании их образов на космических изображениях и поэтому должны прежде всего учитываться при выделении и интерпретации объектов и их параметров. Собственно говоря, важно иметь четкое представление не столько о климатических особенностях изучаемой области, сколько о генетических типах геологических процессов, которые обусловлены этими особенностями и вместе с соответствующим почвенно-растительным покровом определяют ландшафтное выражение геологической структуры.

На изображениях аридных областей, как жарких, так и холодных, геологический субстрат находится в «открытом» залегании. Хорошими индикаторами его структуры здесь являются рельеф и его непосредственные литологические (петрографические) характеристики, прежде всего цвет и структурно-текстурные особенности. Имеющийся опыт показывает, что для таких областей наиболее информативны изображения, получаемые в инфракрасном диапазоне и длинноволновой части видимого спектра.

В гумидных областях геологический субстрат находится, как правило, под изменчивым почвенно-растительным покровом. В таких «закрытых» областях геологическая интерпретация космических изображений выполняется по сумме косвенных признаков. Поэтому здесь особенно важно и необходимо предварительное знание индикаторов геологических тел и структур. Поскольку почвенно-растительные индикаторы относятся к категории чрезвычайно тонких и далеко не всегда различимых непосредственно, необходимо применять методы инструментального измерения, вычисления и анализа спектральных яркостей изучаемых объектов, а также разнообразные методы искусственного их выделения. Таковы методы оптической, электронной или фотографической фильтрации, заключающиеся в различных преобразованиях первичных изображений. Они достаточно трудоемки, требуют соответствующего технического обеспечения.

Что же касается морфологических индикаторов, связанных с особенностями рельефа, то в гумидных областях они также весьма разнообразны, но в соответствии со спецификой экзогенных процессов пространственно более изменчивы, чем в аридных областях. Поэтому необходимо быть готовым к тому, что одинаковые объекты будут по-разному выражены на космических изображениях. Это чрезвычайно важное обстоятельство, так как при интерпретации геологической сущности, например, линеаментов важно быть уверенным, что изменение их образов определено какими-то первичными (тектоническими) причинами, а не чисто вешними особенностями среды их проявления.

Следующая группа условий, от которых зависят направленность, ход, методы и возможности исследования, определяется **состоянием предварительной изученности дешифрируемой территории**. Этот аспект, по-видимому, не требует особых разъяснений. Но необходимо подчеркнуть, что при геологической интерпретации космических изображений степень предварительной изученности территории, а также знание и опыт интерпретатора имеют очень большое значение. От них зависит широта решаемых проблем и задач, глубина проникновения в геологическое существо видимой картины, т. е. эффективность применения космических средств.

Дешифрирование слабо изученных территорий обычно дает лишь общее представление о структурном каркасе путем аналогий с лучше изученными территориями, позволяет сделать некоторые предварительные выводы и организовать соответствующим образом наземные исследования. Круг решаемых задач в этих условиях обычно весьма ограничен, степень гипотетичности высока.

Исследование хорошо изученных территорий имеет существенно иные особенности. Кроме получения некоторых дополнительных сведений о деталях приповерхностной структуры, важной стороной исследования становится региональный анализ уже известных факторов и представлений на основе космических изображений, дающих объективную и цельную картину пространственного взаимоотношения различных структурных образований на больших территориях. Изучая генетически единую совокупность геологических образований (элементов), мы получаем новые данные также и о составляющих ее элементах, поскольку свойства последних определяются свойствами совокупности. Кроме того, на космических изображениях с их большой генерализацией отдельные,

даже крупные, геологические образования для нас исчезают, и вместо них проявляется нечто новое, характеризующее уже совокупность таких образований.

Таким образом, космические изображения позволяют по-новому рассмотреть весьма разнообразные имеющиеся геологические и геофизические данные, вскрыть еще неизвестные причинно-следственные связи между известными объектами и получить новые представления о свойствах этих объектов. При этом использование космических изображений различных уровней генерализации и разного территориального охвата позволяет вести анализ одновременно на всех уровнях — от локального до глобального.

Наконец, рассмотрим материально-технические условия, т. е. тип и качество космических изображений и технические возможности их инструментальной обработки и преобразований.

Масштаб, разрешающая способность и территориальный охват изображений определяют ранг изучаемых объектов и явлений. Наличие серии разномасштабных изображений с существенно различными уровнями генерализации позволяет проводить многоплановые исследования структуры литосферы. Современные представления, например, о линеаментах должны, очевидно, основываться на непосредственном видении крупнейших элементов структуры в целом, а не их деталей, доступных наземным наблюдениям.

Большая обзорность и высокий уровень генерализации космических изображений весьма благоприятны для составления различного рода обобщающих схем и карт. «Возникает возможность составлять путем дешифрирования космических снимков тектонические или структурные карты не обычным способом обобщения и структурного анализа карт геологических, а непосредственно, минуя стадию собственно геологического картирования... При дешифрировании телевизионных космических снимков тектоническая карта становится первичным, а не производным документом» [Башилова и др., 1973, с. 109]. Интегрирование деталей геологической структуры в более крупные единицы, которое происходит на космических изображениях, делает последние чрезвычайно полезным инструментом исследования. При этом необходимо учитывать, что контрастно-аналоговый метод геологической и тектонической интерпретации космических изображений [Башилова и др., 1973] имеет определенные недостатки и ограничения, связанные с многообразием и пространственной изменчивостью внешнего проявления одинаковых или сходных геологических образований, особенно древних.

Выше отмечалась возможность путем сравнительного анализа разномасштабных снимков получать данные о глубине заложения выделяемых элементов структуры и коррелировать структурные планы разных горизонтов литосферы. Это, несомненно, очень важное дополнение к геофизическим методам изучения глубинной структуры литосферы.

Спектральный диапазон изображений, как установлено, имеет важное значение для выявления и картирования геологических образований, которые в силу тех или иных причин трудно распознаются и прослеживаются при наземных исследованиях. Это особенно важно в условиях закрытых территорий, где изучаемые образования находятся под сплошным почвенно-растительным покровом или под чехлом более молодых отложений. В данном случае работа состоит в нахождении такого участка спектра или такого сочетания разных спектральных диапазонов, при которых искомый объект проявлялся бы максимально.

Эта сторона исследования тесно связана с геохимической структурой и особенностями земной поверхности, с проницаемостью земной коры и проблемами глубинной дегазации. Она весьма перспективна с практической точки зрения: для выявления и прослеживания открытых и погребенных рудных зон определенной геохимической специализации, нефтегазоносных структур, изучения структуры глубинных слоев.

Время съемки также играет важную роль. Для каждой области достаточно хорошо известно или может быть установлено время года, когда геологический субстрат наименее всего замаскирован растительным покровом, либо когда состояние растельного покрова и влажность почв максимально проявляют и подчеркивают особенности строения субстрата.

Вместе с тем необходимо использовать и некоторые «парадоксальные» явления. Так, в областях сплошного развития земледелия многие линеаменты и разрывы наиболее ярко проявляются на земных снимках, когда снежный покров снимает мозаику сельскохозяйственных угодий и делает видимым элементы рельефа. Динамика весеннего таяния снежного покрова и особенности его распространения в ряде случаев хорошо обозначают неоднородности теплового потока в земной коре.

Конкретные рекомендации по выбору сезона и времени суток, оптимальных для съемки, могут быть получены путем несложных специальных исследований.

Повторяемость съемок для решения многих задач геологии не имеет большого значения. Вместе с тем для изучения ряда геологических процессов, для осуществления их прогноза необходима определенная периодичность съемок, которая устанавливается исходя из характера изучаемого явления. Для изучения вулканических извержений и, возможно, сейсмоопасных зон необходимы постоянное патрулирование соответствующих областей с орбиты и оперативный анализ данных наблюдений и измерений. Для противооползневой и противоселевой службы такое космическое «патрулирование» необходимо проводить в наиболее критические годы и сезоны. Для оценки скоростей и тенденций развития эрозионных и абразионных процессов по берегам рек, морей и озер, эрозии или засолонения почв, заболачивания, распространения песчаных пустынь и других подобных процессов съемки можно проводить гораздо реже.

Способ получения изображений играет значительную роль главным образом при необходимости их вторичных преобразований и определении соответствующей технологии. Для визуально-инструментальных методов анализа вполне удовлетворительны фотографические изображения. Для машинной автоматизированной обработки (фильтрации) и дешифрирования изображений (особенно многозональных) наиболее перспективны электронно-механические (сканерные) способы получения изображений.

Перечисленные выше методологические и методические особенности и аспекты использования космических изображений в геологических исследованиях не являются, по-видимому, исчерпывающими. Но уже они показывают всю сложность, многоплановость и большие возможности космической геологии.

Глава 2

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В ДИСТАНЦИОННОМ ЗОНДИРОВАНИИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Получаемые дистанционными методами изображения не представляют собой однозначных отображений реальных объектов, а показывают лишь некоторые, не всегда самые главные, и только спектрально-фотометрические и геометрические их характеристики. Поэтому необходимо исследовать некоторые особенности разномасштабных данных дистанционного зондирования, дать ряд определений, наметить круг задач, решаемых математическими методами, и оптимальную стратегию изучения геологических объектов дистанционными средствами.

Специфика аэрокосмических снимков заключается в том, что различные по своей природе геологические объекты могут отражаться на них одинаково и, наоборот, одинаковым по целевому признаку геологическим объектам в различных ландшафтных и геологических условиях могут соответствовать различные изображения.

Такое положение делает необходимым использование понятий «геологический объект» и «дистанционное изображение геологического объекта» (в дальнейшем просто «изображение»).

Как показал опыт [Макаров, Трифонов, Щукин, 1974; Макаров и др., 1974; Скарятин, 1976; Комаров и др., 1974; Геологическое..., 1978], дистанционные материалы обладают тем счастливым свойством, что различия в их разрешающей способности определяют и ранг дешифрируемых структурных элементов. Рассмотрим физические причины этого явления, после чего обратимся к методическим аспектам анализа аэрокосмической информации.

Разрешающая способность аэрокосмоснимков как фильтр разноранговых структурных элементов Земли. Изображение объекта дистанционными методами мы получаем в том случае, если имеют место спектрально-фотометрические отличия земной поверхности в пределах геологического объекта относительно окружающей территории. Эти отличия могут вызываться особенностями рельефа земной поверхности и флуктуациями ее отражающей способности и цвета. Поэтому будем различать яркостной, цветовой и теневой контрасты. В зависимости от разрешающей способности снимка они и формируют изображения структурных элементов различных рангов.

Действительно, пусть на высоте H располагается снимающий аппарат. Тогда по кри-

терию Релея точки с одинаковыми спектрально-фотометрическими характеристиками будут неразличимы, если они расположены на расстоянии $l \leqslant L = \lambda H/D$, где λ — длина волны света; D — оптическая характеристика прибора. Таким образом, при фиксированных D и H на аэрокосмическом снимке будут изображены лишь объекты с характерными размерами $l > L$. Следовательно, дистанционная аппаратура в зависимости от ее оптических характеристик и высоты съемки выполняет роль автоматического фильтра, изображая на снимке лишь структуры вполне фиксированного порядка. Увеличение высоты съемки H или ухудшение оптической характеристики D приводит к тому, что на аэрокосмических снимках исчезают структурные элементы высоких рангов и проявляются невидимые ранее структурные элементы более низких рангов.

Прямые, обратные и прогнозные задачи методов дистанционного зондирования. Фильтрационные особенности дистанционной аппаратуры приводят к выводу о необходимости учета ранга изображений геологических объектов. Неоднозначность же связей между геологическими объектами и их изображениями позволяет различать прямые, обратные и прогнозные задачи методов дистанционного зондирования.

Под прямыми задачами будем понимать задачи установления соответствия (однозначного или неоднозначного) между геологическими объектами и их изображениями. К классу обратных задач отнесем задачи диагностирования геологических объектов по материалам дистанционного зондирования. Наконец, задачи предсказания наличия или отсутствия полезных ископаемых, землетрясений, оползней с использованием данных дистанционного зондирования отнесем к классу прогнозных задач.

Можно выделить две главные группы космических изображений, различающиеся по спектрально-фотометрическим и геометрическим показателям, — это линеаменты и блоки.

С учетом ранговой соподчиненности сруктурных элементов линеаментом фиксированного уровня ранговой соподчиненности K условимся называть элемент системы геологических объектов фиксированного ранга K, имеющий протяженность на два или более порядков больше его ширины. В качестве меры линеарности можно избрать десятичный логарифм отношения размеров длины структуры к ее ширине.

Изображением блока фиксированного уровня ранговой соподчиненности K назовем изображение геологического объекта фиксированного уровня K, протяженность которого не более чем на два порядка превосходит его ширину.

Существующая неоднозначность соответствий между реальными геологическими объектами и их дистанционными изображениями в значительной мере определяет и методику изучения этих объектов дистанционными средствами.

Без решения прямой задачи дистанционного зондирования невозможно однозначно идентифицировать изображения с конкретными геологическими объектами. Поэтому сначала необходимо решить прямую задачу, а потом переходить к обратной, используя, например, алгоритмы распознавания образов. Иными словами, на первом этапе предполагается картирование и классификация дистанционных изображений. На втором этапе методами математической статистики или распознавания образов с помощью наземных наблюдений производится обучение, находятся количественные оценки тесноты связи между дистанционными изображениями и конкретными типами геологических объектов. Наконец, на третьем этапе на основании обучения по данным дистационного зондирования осуществляется диагностика объекта в рамках алгоритмов распознавания образов. Тем не менее неоднозначность диагностики в силу перечисленных выше особенностей сохраняется и в этом случае.

Другой, быть может более плодотворный, путь связан с отношением к аэрокосмической информации как к некоторому указанию на существование в земной коре и литосфере неоднородностей, природа которых, как правило, неизвестна и нуждается в определении с использованием традиционных геофизических и геологических методов.

Существуют два способа решения прогнозной задачи дистанционного зондирования. Можно, решив прямую и обратную задачи, диагностировать по изображению геологический объект и включать результаты диагноза в прогностические алгоритмы. Однако с точки зрения практики, может быть, более рационально использовать материалы дистанционного зондирования непосредственно на стадии обучения прогнозных программ. Тогда можно прогнозировать с использованием дистанционных методов, минуя стадию диагноза (метод черного ящика).

Таким образом, при использовании материалов дистанционного зондирования мы сталкиваемся с двумя моментами. Во-первых, эти материалы несут в себе принципиально новую информацию о существовании структур различной глубинности, которые далеко

не всегда могут быть установлены традиционными приемами геологических исследований. Во-вторых, поскольку на земной поверхности мы находим лишь косвенное отражение глубинных структур (которые дистанционными методами фиксируются также не во всем своем многообразии), изображения этих структур, как правило, не адекватны реальным объектам. В связи с этим, с одной стороны, необходимо разработать методику диагностики (распознавания) реальных объектов на основании их дистанционных изображений, с другой — следует найти методику непосредственного применения материалов дистанционного зондирования, например, в поисках месторождений полезных ископаемых. Этим методикам посвящен следующий раздел.

БАЙЕСОВСКАЯ СТРАТЕГИЯ РАСПОЗНАВАНИЯ КОСВЕННЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ НА ОСНОВАНИИ ТРЕХРЯДНОГО ПЕРЦЕПТРОНА [1]

Используемые в анализе материалов дистанционного зондирования косвенные изображения позволяют в качестве прямой считать такую задачу, в которой в признаковом пространстве мерностью $N+1$ (N — число признаков) заданы распределения $P(X_k/{}^lV)$, оценивающие вероятности отнесения косвенного изображения ${}^lV$ к конкретному объекту X_k. По этим данным необходимо либо оценить вероятности реализации объекта X_k при наличии значения признака u_i^k или сочетаний значений пересекающихся признаков ${}^jV$ (в прогнозной задаче), либо найти, с какими вероятностями реализуются выделенные по целевому признаку объекты $X_k \in \{X\}$ при наличии конкретного значения признака или сочетаний значений признаков (в диагностических задачах).

При решении обратной задачи необходимо по множеству наблюденных данных (совместные реализации целевого признака и косвенных изображений) рассчитать вероятности реализации целевого признака X_k при условии косвенного изображения. Поскольку вероятности $P(X_k/{}^jV)$ априорно неизвестны, обратная задача геологического прогнозирования имеет первостепенное значение; только после ее решения становится возможным как прогноз, так и диагноз.

По аналогии с приведенной совокупностью признаков [Кучай, 1976] под приведенной совокупностью косвенных изображений будем понимать такую идеализированную совокупность, в которой вероятности всех классов косвенных изображений равны, т. е. $P({}^iU)=P({}^jV)$ $(i \gtrless j)$. Тогда [Кучай, 1976] в приведенной совокупности для единственного реализованного объекта X_k имеем

$$P({}^jU/X_k)=\frac{P(X_k/{}^jU)}{\sum\limits_i P(X_k/{}^jU)}, \tag{2.1}$$

где $P(X_k/{}^jU)$ — вероятность реализации объекта X_k при условии косвенного изображения ${}^jU$.

Знание вероятностей $P({}^jU/X_k)$ позволяет выбрать структуру вероятностных связей первого ряда системы, поскольку, чем больше величина $P({}^jU/X_k)$, тем больше вероятность совместной реализации объекта и косвенного изображения. Эти вероятности являются инвариантными оценками тесноты связи косвенных изображений ${}^lU$ с объектами X_k, они не зависят от априорных вероятностей как изображений, так и самих объектов.

Что касается задачи выбора вероятностных связей второго ряда системы, где собственно решается задача диагноза, то, поскольку для приведенной совокупности признаков $P({}^jU/X_k)=P(X_k/{}^jU)$, учитывая (2.1), можно по формуле Байеса найти вероятности и совместных реализаций фиксированного косвенного изображения, и объектов класса K—$X_k \varepsilon \{X\}$:

$$\bar{P}(X_k/{}^jU)=\frac{P(X_k)\,P({}^jU/X_k)}{\sum\limits_{l=1}^{L} P(X_l)\,P({}^iU/X_l)}, \tag{2.2}$$

где $P\{X_k\}$ — априорные вероятности объекта класса K.

Расстоянием между двумя косвенными изображениями ${}^1U=\{{}^1u_1, {}^1u_2, \ldots, {}^1u_N\}$ и ${}^2U=\{{}^2u_1, {}^2u_2, \ldots, {}^2u_N\}$ будем называть расстояние между векторами соответствующих косвенных изображений в N-мерном пространстве признаков:

$$\rho_{12}=\rho_{21}=\sqrt{\sum_{i=1}^{N}({}^1u_i-{}^2u_i)^2}.$$

---

[1] Подробно эта методика изложена в статье В. К. Кучая, Д. Н. Чучадеева [1979].

Аппроксимируем условную вероятность принадлежности изображения ${}^iU$ к изображению ${}^jU$ функцией расстояния между косвенными изображениями: $P({}^iU/{}^jU) = \alpha(\rho_{ij})$. Рассматривая обобщенный вид функций связи между косвенными изображениями в виде $\alpha(\rho_{ij}) = a_0 f(\rho_{ij})$, и накладывая очевидные граничные условия

$$\begin{cases} \alpha(\rho_{ij}) = a_0 \leqslant 1 & \text{при } \rho_{ij} = 0, \\ \alpha(\rho_{ij}) = 0 & \text{при } \rho_{ij} = \rho_{\max}, \end{cases} \qquad (*)$$

введенные функции связи можно рассматривать как обобщение понятия адекватности на вероятностной основе.

Пусть имеется обучающая информация двух типов: а) матрица $t_{ij}(X_k)$, строки которой представляют собой косвенные изображения при условии реализации объекта класса $K(X_k)$, и б) матрица t^*_{ij}, строки которой представляют собой косвенные изображения, случайно выбранные из обучающей совокупности. Тогда вероятность связи в приведенной совокупности определится равенством, аналогичным (2.1):

$$P^*({}^jU/X_k) = \frac{\sum_{i=1}^{h_k} \alpha\{\rho({}^jU, {}^iU)\}}{\sum_{j=1}^{h_k}\sum_{i=1}^{h_k} \alpha\{\rho({}^jU, {}^iU)\} \sum_{i=1}^{N^*} \alpha^*\{\rho({}^jU, {}^iU)\}} : \sum_{k=1}^{h_k} \frac{\sum_{i=1}^{h_k} \alpha\{\rho({}^kU, {}^iU)\}}{\sum_{m=1}^{h_k}\sum_{i=1}^{h_k} \alpha\{\rho({}^mU, {}^iU)\} \sum_{l=1}^{N^*} \alpha^*\{\rho({}^kU, {}^lU)\}}, \qquad (2.3)$$

где h_k — число изображений в матрице $t_{ij}(X_k)$. Число N^* изображений в матрице t^*_{ij} и множество косвенных изображений $\{{}^jU\}$ $t_{ij}(X_k)$ рассматриваются как полная группа событий.

В рамках принятой постановки задачи если имеется счетное множество косвенных изображений $\{{}^lU\}$, не содержащихся в обучающих матрицах $t_{ij}(X_k)$ и t^*_{ij}, и если множество $\{{}^lU\}$ по условию образует полную группу событий, то для решения первой задачи (оценки тесноты связи фиксированного по целевому признаку объекта X_k с элементами множества косвенных изображений ${}^*U \in \{{}^lU\}$) вероятность связи конкретного изображения с реальным объектом X_k равна

$$P({}^*U/X_k) = \frac{\sum_{i=1}^{h_k} \alpha\{\rho({}^*U, {}^iU)\} P^*({}^iU/X_k)}{\sum_{l=1}^{L}\sum_{i=1}^{h_k} \alpha\{\rho({}^lU, {}^iU)\} P^*({}^iU/X_k)}, \qquad (2.4)$$

где t — число изображений в множестве $\{{}^jU\}$ и ${}^iU \in t_{ij}(X_k)$.

На втором ряду распознающей системы, полагая, что классы распознаваемых объектов образуют полную группу событий, по аналогии с (2.3), с учетом (*) решение осуществляется по формуле

$$P(X_k/{}^*U) = \frac{P(X_k)\sum_{i=1}^{h_k} \alpha\{\rho({}^*U, {}^iU/X_k)\} P^*({}^iU/X_k)}{\sum_{l=1}^{M} P(X_l)\sum_{i=1}^{h_k} \alpha\{\rho({}^*U, {}^iU/X_l)\} P^*({}^iU/X_l)}, \qquad (2.5)$$

где M — число классов распознаваемых объектов, образующих группу событий, ${}^iU/X_k \in t_{ij}(X_k)$.

Таким образом, алгоритм определения вероятностей принадлежности косвенного изображения ${}^jU$ к конкретным классам объектов X_k (выделенных по целевому признаку) сводится к следующим операциям:

1) по эталонным изображениям (матрицы t_{ij}/X_k) и информации об изображениях в выборке в целом (матрица t^*_{ij}) на стадии обучения по формулам (2.1)—(2.3) рассчиты-

экспедиция

ваются вероятности реализации объекта класса X_k при условии фиксированного изображения ${}^{j}U$ в приведенной совокупности изображений;

2) диагностируемое (поступившее на вход системы) изображение $*U$ оценивается на близость к эталонным изображениям в матрице t_{ij}/X_k, и по формуле (2.4) рассчитываются вероятности $P(*U/X_k)$;

3) учитывая априорные вероятности классов объектов X_k, воспользовавшись формулой (2.5), получаем окончательные вероятности реализации объекта X_k при условии косвенного изображения ${}^{j}U$ с учетом априорных вероятностей самих объектов.

ИЕРАРХИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЭЛЕМЕНТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ДИСТАНЦИОННЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ, СВЯЗЬ МЕЖДУ НИМИ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МЕТОДОВ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Как отмечено выше, сейчас все большее признание получает взгляд на геологическую среду как на систему разноранговых структурных (в понятии теории систем) элементов. Распространенные в геологии схемы систем являются по своему содержанию детерминистическими. На наш взгляд, именно эта их особенность является причиной того, что строгое применение таких схем на практике сталкивается с серьезными трудностями. В самом деле, при построении модели любой системы исследователь стремится включить в нее все наблюденные элементы различных рангов и связи между ними. Детерминистическая модель предполагает обязательную реализацию всех элементов и связей, в то время как в природе это происходит далеко не всегда.

По-видимому, не случайно Л. П. Зоненшайн отмечает, что «не может быть предложено единой схемы развития геосинклиналей в духе строго детерминированной схемы Штилле в виде череды событий, сменяющих одно другое в строгой, наперед заданной последовательности, например по классическому образцу, когда первоначальное погружение якобы предопределяет через какое-то время складчатость и последующее воздымание» [Геофизика..., 1979, с. 279].

Таким образом, необходимо либо предположить, что в каждом случае мы имеем дело с новой детерминистической системой, либо допустить, что сами геологические системы имеют не детерминистическую, а вероятностную природу. Иными словами, каждый элемент системы и ее связи в каждой конкретной реализации присутствуют не обязательно, а с некоторыми определенными вероятностями, свойственными самой системе.

От традиционных детерминистических моделей [Соловьев, 1975; Иерархия..., 1977] вероятностные будут отличаться лишь характеристиками вероятностей появления элементов различных рангов и связей между ними. Можно предполагать, что и системы дистанционных изображений также имеют не детерминистическую, а вероятностную природу. Тогда имеет смысл создание вероятностной модели системы дистанционных изображений. Поскольку же имеются вполне определенные связи между дистанционными изображениями определенного ранга и элементами геологического строения определенного ранга, появляется возможность установления связей между этими системами и разработки стратегии геологического прогнозирования с учетом их особенностей.

В рамках рассматриваемого подхода имеется возможность решения следующих трех групп прогнозных задач. Во-первых, по наличию элемента определенного ранга A геологической системы можно определить вероятности появления элементов этого и других рангов и вероятности определенных связей между элементами (рис. 2). Во-вторых, аналогичные операции возможны для системы дистанционных изображений (определения вероятностей появления конкретных изображений и связей между ними при условии изображения j (j = I, II...)). Наконец, в-третьих, речь может идти о предсказании элементов геологической системы различных рангов при условии реализации некоторых дистанционных изображений (эти связи на рисунке показаны пунктирными линиями).

Что касается систем геологических объектов, то здесь, по-видимому, следует опираться на известные достижения геологии, дополнив существующие детерминистические модели оценками вероятностей реализации определенных элементов и связей между ними. Построение же вероятностной иерархии дистанционных изображений будем проводить следующим образом.

Зафиксируем высоту (или разрешающую способность) снимающего аппарата, выберем ряд геометрических и спектрально-фотометрических характеристик дистанционных изображений и определим вероятности изображений определенного ранга и связи между ними. При переходе на новую высоту съемки (или к новой разрешающей способности)

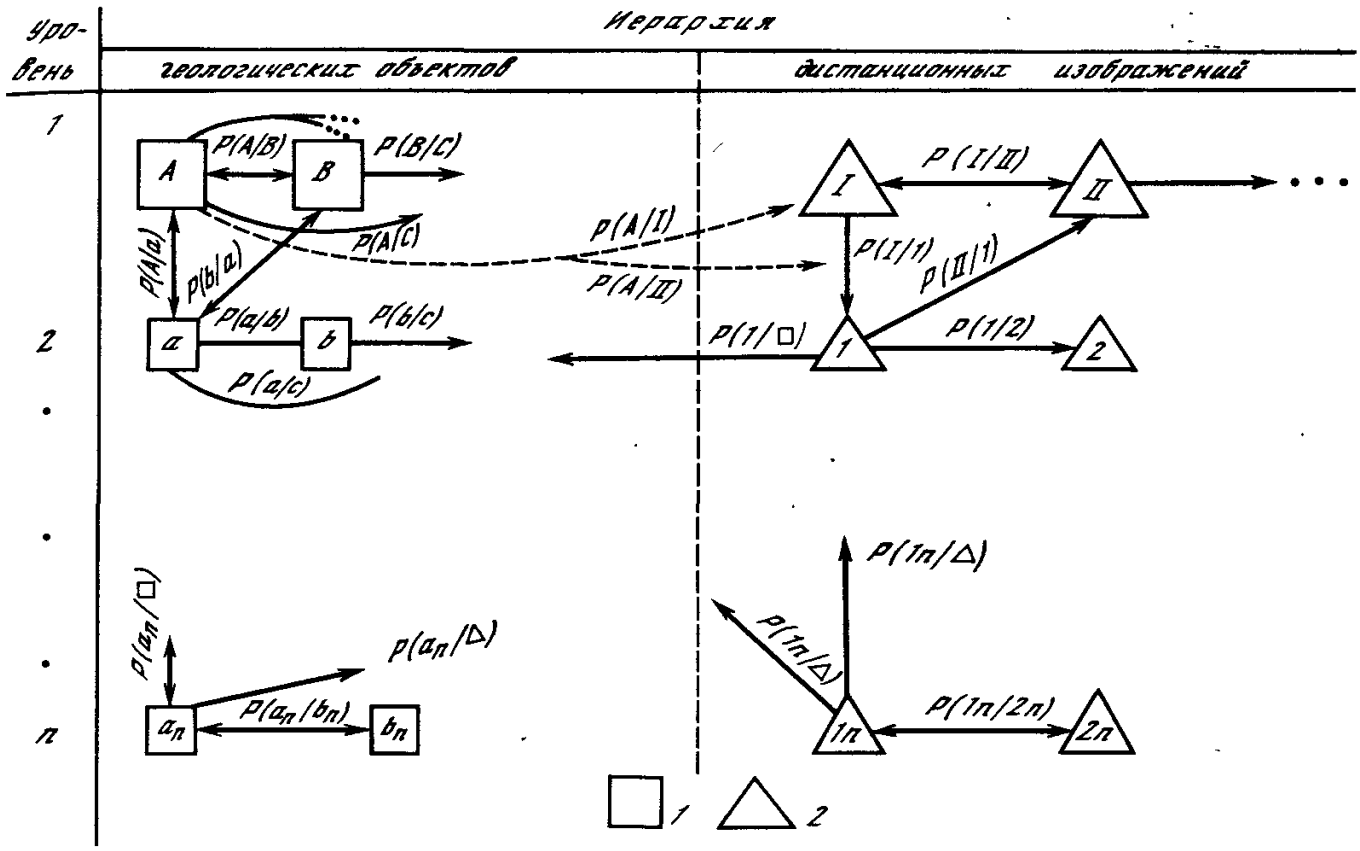


Рис. 2. Иерархическая система классификации геологических объектов и структур дистанционного зондирования

1, 2 — элементы систем: *1* — геологического строения, *2* — дистанционных изображений
Объяснение в тексте

мы получаем систему элементов другого ранга, их связи и их вероятности. Оценив вероятности реализации изображений различных рангов при условии изображения другого ранга, перейдем к построению системы на более высоком уровне иерархической подчиненности. Процедуру можно повторять сколько угодно или до тех пор, пока не будут исчерпаны технические возможности. Само выделение изображений различных рангов осуществляется методами автоматической классификации или распознавания образов, в том числе и методом, описанным в предыдущем разделе главы.

Допустим, что мы построили модели геологических систем и систем дистанционных изображений. Пусть по методике, изложенной в предыдущем разделе, мы рассчитали вероятности принадлежности косвенных изображений определенного ранга геологическим объектам фиксированного ранга. Тогда мы имеем возможность получить ряд условных вероятностей: $P(A/B)$, $P(a/A)$, $P(A/\mathrm{I})$, $P(A/\mathrm{II})$, $P(1/1)$, ... и т. д. (см. рис. 2), т. е. перейти к системе вероятностного иерархического прогнозирования на основании вероятностей иерархической системы дистанционных изображений. Пример взаимосвязей показан на рис. 2. Поскольку при построении вероятностных систем мы получаем вероятности одного элемента при условии реализации какого-либо другого, мы имеем вероятности типа: объект ↔ объект, изображение ↔ изображение, изображение ↔ объект. В связи с этим процедура конкретного прогнозирования на основании материалов дистанционного зондирования сводится к последовательному применению формул байесовской стратегии принятия решений.

В то же время каждый элемент иерархии можно рассматривать как некоторое состояние системы, а условные вероятности связей между элементами — как вероятности перехода в другое состояние. При таком подходе мы приходим к теории марковских случайных процессов для нахождения наиболее вероятных переходов из состояния, описываемого одним элементом, в состояние, описываемое другим элементом системы. Иными словами, речь идет о выявлении наиболее существенных зависимостей между самими элементами.

Вышеизложенное мы резюмируем следующим образом. В целом проблемы изучения природной среды дистанционными методами относятся к классу задач распознавания образов в условиях неполноты информации и с учетом ранговой соподчиненности анализируемых структурных элементов. В связи с этим использование аэрокосмической информации требует фиксирования ранга анализируемых структурных элементов и разделения задач на прямые, обратные и прогнозные.

В рамках принципа Релея аппаратура дистанционного зондирования в зависимости

от ее разрешающей способности выполняет роль фильтра для структурных элементов различных рангов. При этом ухудшение разрешающей способности аэрокосмических снимков дает информацию о структурных элементах все более низкого ранга. Это обстоятельство является причиной принципиальной невозможности получения информации о структурных элементах низкого ранга путем монтажа и уменьшения снимков с высокой разрешающей способностью.

Необходимо строго различать реальные объекты и их дистанционные изображения. Такой подход предполагает, что на стадии собственно дешифрирования выделяются лишь классы дистанционных изображений (линеаменты, блоки и т. д.). Вопрос же о соответствии того или иного изображения конкретному классу реальных объектов решается количественно (например, путем использования методики, содержащейся в настоящей главе).

Результаты дешифрирования дистанционных материалов (т. е. данные о классах изображений) могут быть непосредственно включены в прогнозные программы распознавания образов. Таким образом, дистанционное зондирование должно основываться на математических методах, и в первую очередь на методах распознавания образов.

Глава 3

МЕТОДИКА ИНСТРУМЕНТАЛЬНОГО ДЕШИФРИРОВАНИЯ АЭРОКОСМИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ

Количество аэрокосмических изображений после вывода на орбиты автоматических станций «Метеор» и «Ландсэт», пилотируемых орбитальных станций «Скайлаб» и «Салют» возросло настолько, что даже выбор оптимального для решения поставленной задачи аэрокосмического изображения требует значительных затрат времени, не говоря уже о самом процессе получения с этого изображения необходимой геологической информации.

Повысить эффективность использования аэрокосмической информации в геологии можно только при условии создания автоматизированных комплексов сбора и обработки аэрокосмической информации, т. е. комплексов, которые могли бы получать и хранить информацию о поверхности Земли, доставляемую с помощью дистанционных средств, проводить с ней ряд преобразований, необходимых для корреляции данных дистанционного зондирования с данными, полученными наземными средствами наблюдения, и выдавать результаты этих преобразований в виде информации, необходимой для решения поставленной геологической задачи [Афанасьев, Теосьев, 1976; Геологическое..., 1978; Методические..., 1979; Космическая..., 1979].

В настоящее время достаточно успешно решаются проблемы сбора, хранения и тиражирования информации, например, ГосНИИЦИПРом в нашей стране и центром в Сью-Фолсе в США. Первый из них обрабатывает данные, поступающие с автоматических станций серии «Метеор», второй — серии «Ландсэт». Кроме того, в принципе решены, совершенствуются и внедряются в практику машинные способы координатной привязки и трансформирования аэрокосмических изображений в картографические проекции, а также автоматизированные методы составления по данным космических съемок топографических фотокарт [Космическая..., 1975; Космическая..., 1979].

Наибольшую сложность среди проблем автоматизированного дешифрирования аэрокосмических изображений представляет рассматриваемая ниже проблема автоматизации в целях геологического дешифрирования.

Под инструментальным дешифрированием аэрокосмических изображений понимают *выделение и распознавание фотообразов искомых объектов с помощью любых инструментов* или приборов, облегчающих или обеспечивающих проведение этих операций. Соответственно методика инструментального дешифрирования есть методика выделения и распознавания на аэрокосмических изображениях заданных фотообразов с помощью *любых инструментов или приборов. Ее конечная цель — автоматизация процесса* дешифрирования.

Базу всякого дешифрирования, его первую часть, образуют основы техники воспроизведения образов реальных объектов (техника получения и тиражирования снимков), основы фотограмметрии, т. е. оптико-геометрических измерений параметров изображе-

ния, и, наконец, приобретающие в последнее время все большее значение основы теории математической статистики и информации. Вторая часть теоретических основ дешифрирования базируется на знании процессов взаимодействия атмосферы, гидросферы и биосферы с поверхностью и корой Земли, в результате которых формируется внешний, ландшафтный, или физиономический, вид земной поверхности, копию которого и представляет собой изображение [Богомолов, 1976]. Эта часть основ дешифрирования и представляет главное затруднение при автоматизации.

Из этих двух основных частей складывается общая теория дешифрирования, которая в наиболее полном виде используется при так называемом общем, или комплексном, топографическом дешифрировании. Основные моменты общей теории дешифрирования образуют ядро методик специального или отраслевого дешифрирования. Последние различаются предметным, целенаправленным видением одного и того же объекта изображения поверхности Земли как копии существующей системы природных объектов. Отраслевые методики могут расчленяться на более частные, специфические. Например, в методике геологического дешифрирования могут быть выделены методы изучения глубинного строения территорий с помощью аэрокосмических изображений (табл. 1).

Физико-математические основы дешифрирования, а также специфические особенности отраслевых видов дешифрирования, в том числе и геологического, изложены в многочисленной учебной и специальной литературе, где имеются описания приборов, используемых при разных видах камеральных работ с аэрофотоснимками и в меньшей мере с изображениями Земли из космоса [Богомолов, 1976; Петрусевич, 1962; Аэрометоды..., 1971; Космическая..., 1975; и др.].

Дешифрирование аэрокосмических изображений опирается на более чем полувековой опыт дешифрирования аэрофотоснимков, на сформулированные при этом теоретические основы и аппаратурные разработки. Значительный вклад в общую теорию дешифрирования был внесен практическим использованием аэрокосмических изображений в различных отраслях науки и народного хозяйства. Изображения Земли из космоса позволили подойти к дешифрированию как к процессу построения моделей изображения, а само изображение представить не в виде суммы объектов, запечатленных на снимке, а в виде копии системы объектов, взаимосвязи и структура которой обусловливают фотообраз каждого из объектов. Из последних складывается сложная интегральная система взаимообусловленных фотообразов аэрокосмического изображения — копия реальной ситуации на поверхности Земли [Афанасьев, Теосьев, 1976; Космическая..., 1979].

Космическое изображение в этом случае можно рассматривать как некоторую ограниченную односвязанную область (D) на плоскости. Если на этой плоскости задать некоторую систему координат, допустим Декартову, то для любой точки $(x, y) \in D$ справедливо выражение

$$|x| + |y| \leqslant M, \tag{3.1}$$

где M — некоторое ограничивающее положительное значение. Кроме того, D является измеримым в смысле Жордана множеством.

Предположим, что область представляет собой некоторый прямоугольник и является замкнутой, т. е. содержит свое замыкание:

$$X_1 \leqslant x \leqslant X_2, \quad Y_1 \leqslant y \leqslant Y_2.$$

В этой ограниченной области черно-белое изображение можно представить как действительную функцию поля оптической плотности $F(x, y)$ в точке $(x, y) \in D$, удовлетворяющую условиям

$$0 \leqslant F(x, y) \leqslant K, \tag{3.2}$$

где $K > 0$ для любой точки $(x, y) \in D$, и

$$F(x, y) \in C^{-1}, \tag{3.3}$$

т. е. классу кусочно-непрерывных функций в области D. Точки разрыва функции $F(x, y)$ образуют многосвязанное подмножество для D, измеряемое по Жордану, с общей плоской мерой «нуль». Отмеченные условия определяются в основном физико-химическими процессами формирования фотоизображения.

Оптическая плотность космических снимков, используемая при автоматизированной обработке, в силу ограниченной разрешающей способности измерительных приборов,

Некоторые характеристики бортовой съемочной аппаратуры *Таблица 1*

Носитель	Высота съемки	Тип аппаратуры	Диапазоны, мкм	Полоса обзора, км	Пространственное разрешение, м	Приближенные значения абсолютной информативности (бит) для изображения 18 х 18 см
Метеор 1–17	670	Т – кадровая с видеоконом	0,35–0,76	1000–1400	1250	$3 \cdot 10^7$
Метеор–18	670	Сканер малого разрешения	0,7–0,8 0,8–1,0	3000		
Метеор–28	670	Сканер малого разрешения	0,5–0,6 0,6–0,7	3000	750	
		Сканер среднего разрешения	0,7–0,8 0,8–1,0	3000	350	
			8–12	9600–17000		
Ландсэт-1, 2, 3	500–1000	Мультиспектральная	0,475–0,575		40	
		Т-камера, использующая видекон с обратным лучом	0,580–0,680 0,690–0,830	185		
		Оптико-электронный сканер	0,5–0,6 0,6–0,7 0,7–0,8		40–60	
			0,8–1,1			$1 \cdot 10^9$
Ландсэт (проектируемая)		Т – кадровая сканер	7 спектральных диапазонов		30	
Союз-12	260	ЛКСА-3	0,58–0,66 0,68–0,47			
			0,54–0,64 0,43–0,80 0,82–1,00	150	20–300	$1 \cdot 10^{10}$
Союз–22	260	МКФ–6	0,46–0,50 0,52–0,56 0,58–0,62 0,64–0,68 0,70–0,74 0,78–0,88	160	20–90	$7{,}2 \cdot 10^9$

а также техники получения сканерных изображений представляет собой квантованное изображение, и функция $F(x, y)$ является ступенчатой. Кроме того, предел квантования ε и топологические искажения по площади δ приводят к тому, что $F(x, y)$ представляет собой копию ε-δ неотличимую от реального изображения.

Следуя А Розенфельду [1972], можно говорить, что функция $F(x, y)$ и $G(x, y)$ ε-δ неотличимы в области D, если для всех $(x, y) \in D$, за исключением подмножества меры, меньшей δ, при $\varepsilon > 0$, $\delta > 0$ выполняется условие

$$|F(x, y) - G(x, y)| < \varepsilon. \qquad (3.4)$$

В настоящее время эвристическое дешифрирование аэрокосмических изображений специалистом-дешифровщиком является преобладающим способом получения информации как в комплексном, топографическом дешифрировании, так и в специальных, отраслевых его видах. Автоматизированное выделение и распознавание фотообразов находятся на стадии экспериментальных разработок технических устройств, методов и алгоритмов, направленных на решение частных задач, в основном на облегчение выделения фотообраза специалистом-дешифровщиком. Известные успехи имеются при решении некоторых задач геологического картирования, изучения глубинного строения территорий и структурно-литологического прогноза полезных ископаемых [Геологическое..., 1978; Тезисы..., 1978; Космическая..., 1979].

Действия специалиста-дешифровщика можно разбить на ряд операций, которые образуют три следующих главных цикла·

1) общий анализ изображений, выделение гомологических участков изображения и наиболее характерных фотообразов. Последние имеют, как правило, относительно априорный, т. е. независимый от опыта дешифрирования данного снимка, но зависящий от ранее полученного опыта (квалификации), характер; эти фотообразы помогают дешифровщику оценить ситуацию и наметить программу дешифрования;

2) выделение фотообразов; на этой стадии действия дешифровщика направлены

на получение необходимой информации — топографической, геологической и т. п.; при этом он стремится максимально использовать фотообразы тех объектов, которые ему известны; по аналогии выделяются образы других, подобных известным или же существенно отличных объектов, которые требуют для своего распознавания дополнительной, не содержащейся в памяти исследователя информации;

3) классификация фотообразов по вешним признакам и опознание их внутри выделенных классов; на этой стадии дешифровщик сравнивает фотообразы с другой информацией о них, как об образах реальных объектов, — картами, таблицами, описаниями и пр — и строит вероятностную модель, выполняющую функцию изображения, — схему дешифрирования На ней реальные объекты, составляющие предмет исследования, и их фотообразы заменены условными обозначениями, которые позволяют специалисту, знакомому с принятой системой обозначений, определить класс объекта и получить о нем возможный объем стандартной информации, относящейся ко всем объектам данного класса

Л. Е. Смирнов [1975] выделяет три различные ситуации перед дешифрированием: 1) адекватного осмысливания, когда дешифровщик не располагает никакой информацией об объекте; 2) узнавания в условиях выбора, когда дешифровщик знает объекты по описаниям, личному опыту, но не знаком с их фотообразами, 3) узнавания известного объекта, когда дешифровщик знает объект и его фотообраз по личному опыту.

Первая ситуация возможна лишь теоретически, так как жизненный опыт любого человека, а тем более специалиста будет играть роль предпрограммы дешифрирования. Иначе говоря, процесс дешифрирования в этой ситуации сведется ко второй — вероятностной ситуации. Третья ситуация также тождественна второй, но здесь личный опыт дешифровщика позволяет ему ограничить выбор эталона в пределах определенной группы или класса объектов. Поскольку природные объекты в большинстве своем единичны, их фотообразы будут отличаться друг от друга, сохраняя для тождественных объектов общие черты. Эти общие признаки и позволяют опытному специалисту быстро и с большой долей вероятности отнести тот или иной фотообраз к определенному классу природных объектов.

Таким образом, дешифрирование аэрокосмических изображений является вероятностным процессом, т е процессом построения модели реальной ситуации по ее копии (изображению). Для оценки истинности или правильности полученной модели (схемы дешифрирования) камеральное дешифрирование всегда дополняется полевым дешифрированием или проверкой результата, особенно в тех местах, где предполагается наименьшая вероятность достоверности [1] дешифрирования изображения.

При дешифрировании специалистом совершается разумная работа, которая «всегда предполагает сбор необходимого количества информации (или непосредственно после того, как задана проблема, или заранее, в виде программы) и достаточно эффективную ее обработку, которая обеспечивает подходящий отбор, т. е. достижение заданной цели» [Эшби, 1979, с. 43].

В табл. 2 приведены данные упрощенного подсчета абсолютной информации, содержащейся в разного вида изображениях. На современных фотоснимках Земли из космоса, сделанных, например, камерой МКФ-6, число двоичных единиц информации колеблется от $1 \cdot 10^8$ до $1 \cdot 10^{10}$ бит. Примерно такой же объем информации содержат и изображения, которые получаются с помощью сканеров высокого разрешения [Чесноков, Ведешин, 1975] Технические характеристики бортовой съемочной аппаратуры приведены в табл 3 и 4 Получение нефотографических изображений сканерными и телевизионными системами имеет тенденцию к повышению разрешающей способности аппаратуры и приближению ее по разрешению на местности к фотографическим системам. Однако специалисты NACA считают, что полученные в настоящее время с «Ландсэт-3» изображения с информативностью примерно на два порядка ниже, чем у фотографических снимков того же масштаба, удовлетворительны для решения большинства природоведческих задач, в том числе геологических, и что увеличение их информативности несколько преждевременно.

Количество информации, которое обрабатывает дешифровщик, в первую очередь ограничивается возможностями зрения. Как установлено в результате многих опытов,

---

[1] Под достоверностью дешифрирования понимает отношение правильно распознанных объектов к числу всех выделенных на изображении фотообразов Она равна единице, если все выделяемые на фотоизображении образы отождествляются с соответствующими им природными объектами непосредственно на местности При камеральном дешифрировании достоверность всегда будет меньше единицы [Богомолов, 1976]

Таблица 2

Приближенное значение информативности для фотоизображений размером 180×180 мм (по Л. А. Богомолову [1976], с дополнениями)

Разрешение на пленке, лин/мм	Информативность			
	2	5	10	15
8	$8{,}5 \cdot 10^6$	$1{,}7 \cdot 10^7$	$2{,}5 \cdot 10^7$	$3{,}3 \cdot 10^7$
12	$1{,}9 \cdot 10^7$	$3{,}8 \cdot 10^7$	$5{,}7 \cdot 10^7$	$8{,}0 \cdot 10^7$
16	$3{,}0 \cdot 10^8$	$6{,}0 \cdot 10^8$	$9{,}0 \cdot 10^8$	$1{,}2 \cdot 10^9$
56	$1{,}7 \cdot 10^9$	$3{,}4 \cdot 10^9$	$5{,}1 \cdot 10^9$	$7{,}2 \cdot 10^9$
160	$3{,}2 \cdot 10^{10}$	$6{,}4 \cdot 10^{10}$	$1{,}0 \cdot 10^{11}$	$1{,}4 \cdot 10^{11}$

Примечание Информативность $I = n \lg m$, где n и m — соответственно, числа дискретных точек и тоновых контрастов

Таблица 3

Некоторые характеристики автоматических камер для аэро- и космических съемок

Камера	Объектив	Фокусное расстояние, мм	Размер кадра, мм	Разрешение, лин/мм		Количество синхронных кадров
				в центре	по краю	
АФА-39М	Уран-27	100	70×80	44	10	1
ЛКСА-3	Индустар-80	43,6	24×32	35		9
МКФ-6	Цейс	125	55×80	160—60		6

человеческий глаз способен различать пять пар линий на миллиметре [Космическая..., 1975]. В табл. 5 приведены некоторые данные о возможностях различения деталей на аэрофотоснимках. Увеличение порога зрительного разрешения достигается применением приборов типа стереоскопов, интерпретоскопов и других, посредством которых исходное изображение увеличивается в несколько раз. Применение цветной спектрозональной съемки также увеличивает зрительное восприятие информации со снимков (табл. 6), так как глаз воспринимает цветовых контрастов около 100, тогда как черно-белых — около 20 [Богомолов, 1976].

Большинство фотограмметрических приборов основано на принципе изменения зрительного восприятия масштаба аэрофотоснимков, т. е. повышения информативности изображения за счет увеличения зрительного порога восприятия. При этом, однако, уменьшается общая информативность изображения, так как при увеличении изображения ограничивается общее поле обзора, что связано со свойствами применяемых для этих целей объективов. Длиннофокусные объективы дают большое увеличение при малом угле зрения, тогда как короткофокусные — малое при большом угле зрения. Основанные на этих принципах универсальные фотограмметрические приборы, которые позволяют одновременно осуществлять и механический перенос данных дешифрирования на топографические или другие карты, в целом повышают относительную вероятность достоверности дешифрирования при наиболее полном использовании общей информативности снимков. Но достигается это путем ограничения поля зрения дешифровщика, сосредоточением его внимания на деталях некоторого участка изображения и последовательным рассмотрением таких участков.

Работы по дешифрированию изображений Земли из космоса редко проводятся с использованием сложных, так называемых прецезионных стереофотограмметрических приборов типа компараторов «Сантони» или «Топокарт», что связано в первую очередь с масштабами изображений, не позволяющими для многих территорий, кроме высокогорных, получать эффективные стереомодели местности. Поэтому дешифрируются, как правило, лишь отдельные, одиночные изображения. Увеличение зрительного восприятия информации с космического изображения достигается в этих случаях применением простейших увеличивающих изображение приборов, а также рядом специальных приемов, основанных на сознательном ограничении принимаемого со снимка сообщения, т. е. на выделении некоторых деталей изображения при снижении проработки остальных деталей, сглаживании контрастов между ними. Обычно для этих целей используются приемы фотохимической обработки [Геологическое..., 1978], методы фотографической и оптико-механической фильтрации изображений [Комаров и др., 1976]. Кроме того, применяются различные способы оптико-электронных преобразований исходного

Таблица 4

Некоторые характеристики бортовой съемочной аппаратуры

Носитель	Высота съемки, км	Тип аппаратуры	Диапазон, мкм	Полоса обзора, км	Пространственное разрешение, м	Приближенные значения абсолютной информативности для изображения 18 × 18 см, бит
«Метеор-1-17»	670	TV-кадровая с видеконом	0,35—0,76	1000—1400	1250	
«Метеор-25»	670	Сканер малого разрешения	0,7—0,8 0,8—1,0	3000		$3 \cdot 10^7$
«Метеор-27»	670	Сканер малого разрешения	0,5—0,6 0,6—0,7	3000	750	
		Сканер среднего разрешения	0,7—0,8 0,8—1,0 8—12	3000	350 9600—17000	
«Ландсэт-1»	500—1000	Мультиспектральная TV-камера, использующая видекон с обратным лучом	0,475—0,575 0,580—0,680 0,690—0,830	185	90—250	
«Ландсэт-2»	500—1000	Оптико-электронный сканер	0,5—0,6 0,6—0,7 0,7—0,8 0,8—1,1		76 40	$1 \cdot 10^9$
«Ландсэт-3» «Ландсэт-Стереосайб» (проект)	500—1000	TV-кадровая, сканер	Семь спектральных диапазонов		15—30	
«Союз-12»	260	ЛКСА-3	0,58—0,66 0,68—0,47 0,54—0,64 0,43—0,80 0,82—1,00	150	100	$1 \cdot 10^{10}$
«Союз-22»	260	МКФ-6	0,46—0,50 0,52—0,56 0,58—0,62 0,64—0,68 0,70—0,74 0,78—0,88	160	20—40 80	$7{,}2 \cdot 10^9$

Таблица 5

Влияние размытости и контрастности изображения на величину наименьшей различимой детали аэрофотоснимка (по Л. А. Богомолову [1976])

Ширина полосы размытости изображения, мм	Контрастность					
	1,0	0,7	0,5	0,3	0,2	0,1
0,03	0,10	0,13	0,15	0,20	0,23	0,35
0,05	0,18	0,20	0,25	0,32	0,40	0,55
0,07	0,25	0,28	0,35	0,45	0,55	0,78

Таблица 6

Характеристики некоторых видов аэрофотопленок (по Ю. С. Точельникову [1974])

Тип пленки	Зона эффективной спектральной чувствительности, нм	Общая светочувствительность, ед ГОСТа	Средний коэффициент контрастности	Разрешение, лин/мм
Изопанхром				
Т-18	510—700	100	2,0—3,0	250
И-740-3	640—760	300—400	1,6—2,6	68
Цветная	400—480			
ЦН-3	500—580	80	0,8—1,2	58
	600—680			
Спектрозональная	670—800			
СН-23	580—680	200	1,5—2,0	68—72
	500—600			
СН-2М	670—800	200—300	1,7—2,6	58
	510—670			

изображения с помощью ЭВМ или аналоговых устройств типа МСП-4 [Тезисы..., 1978; Космическая..., 1979]. Таким образом, при дешифрировании аэрокосмических изображений дешифровщик сознательно или неосознанно стремится ограничить объем воспринимаемого им сообщения, которое содержится в изображении. Ограничение объема информации получается вследствие несовершенства технических устройств и зрения человека.

В целом аэрокосмическое изображение, используемый для его дешифрирования комплекс данных, полученных независимыми методами, и мозг дешифровщика представляют собой единую систему информационной обработки.

Обычный фотографический снимок Земли из космоса размером 200×200 мм при разрешении 30 лин/мм и 64 фиксируемых при вводе в ЭВМ уровнях оптической плотности содержит $1{,}8 \cdot 10^9$ бит информации, а при 60 лин/мм — более 10^{15} бит [Методические..., 1979]. Обработка таких объемов информации представляет существенные трудности даже для современных ЭВМ. Человек, приступая к работе с аэрокосмическим изображением, во-первых, располагает значительным объемом информации, имеющей характер предпрограммирования [Эшби, 1979], во-вторых, он действует в соответствии с заранее намеченной целью и имеет программу ее достижения. Из всего объема информации он отбирает только то ее количество, которое способен осмыслить. Совершая отбор информации и ее обработку, направленную на достижение конечной цели — составление схемы дешифрирования, дешифровщик приводит в систему не только воспринимаемое с аэрокосмического изображения сообщение, но и те данные, которыми он располагает для проверки объективности полученных результатов. Эти данные — картографические материалы, описания местности и т. п. — также налагают определенные ограничения на воспринимаемую со снимков информацию. Суть ограничений заключается в том, что наибольшая достоверность дешифрирования достигается при подтверждении полученных результатов другими данными, в свою очередь тем более достоверными, чем лучше они согласуются между собой. Следовательно, если дешифровщик располагает, например, минимальным объемом информации о глубинном строении территории и максимальным — о ее поверхностной структуре, то, анализируя изображение при изучении тектонической структуры района, он вынужден будет привести в соответствие между собой разные количества информации, ограничиваясь наиболее слабым звеном

в этой информационной цепи, т. е. данными о глубинном строении, с которыми он и будет коррелировать полученные результаты.

Таким образом, аэрокосмическое изображение, как копия системы объектов на поверхности Земли, и данные других независимых методов исследования, также характеризующих с разных сторон совокупность объектов на поверхности и в недрах Земли, представляют собой информационную систему, передающую сообщения об исследуемом регионе, которое перерабатывает дешифровщик. В зависимости от поставленной задачи сведения, получаемые дешифровщиком, интерпретируются в пространстве, определяя взаимодействие объектов, или во времени, определяя историю развития данного региона.

В отличие от большинства принимаемых в кибернетике детерминистских моделей с однозначными связями между элементами системы в моделях геологических ситуаций, получаемых как при дешифрировании, так и при наземных методах наблюдений, взаимосвязи объектов неоднозначны, многовариантны и, следовательно, имеют вероятностный характер (см. гл. 2). Поэтому действия дешифровщика, в сущности, направлены на построение вероятностной модели реальной ситуации по ее копии (изображению). Эти действия осуществляются по аналогии с ранее встреченными ситуациями и поэтому могут быть названы построением модели по аналогии.

Задачи инструментального дешифрирования должны программироваться прежде всего с позиции наиболее эффективного достижения поставленных целей, как промежуточных, так и конечных, а также с позиции их скорейшей и наибольшей практической реализации. Последнее целиком зависит от технических возможностей решения поставленных задач и от их наибольшей экономичности. Автоматизация инструментальных методов дешифрирования, таким образом, зависит от простоты достижения искомых результатов. Применение приборов, простейших и универсальных [Аэрометоды..., 1971; Космическая..., 1975], позволяет облегчить процесс дешифрирования, повысить достоверность получаемых результатов, но не решает проблему в целом, так как человек уступает в быстродействии автоматам. При автоматизации любого процесса «нельзя сохранить его традиционную структуру, ее нужно изменить так, чтобы свести получаемую информацию к минимуму» [Дюкрок, 1974, с. 87]. В принципе это было проделано нами [Геологическое..., 1978] и многими другими исследователями [Космическая..., 1975; Космическая..., 1979; Методические..., 1979; Тезисы..., 1978].

Выше говорилось, что дешифрирование состоит, во-первых, в выделении фотообразов объекта (включая и его распознавание в пределах заданного класса объектов) и, во-вторых, в распознавании фотообраза или в его отождествлении с объектом в пределах заданного класса, иначе говоря — в сопоставлении фотообразов с независимо полученными данными.

Простейший подход к распознаванию образов заключается в сопоставлении распознаваемых объектов с эталонами. Однако в этом случае трудно выбрать эталон подходящего класса объектов и установить критерии соответствия. Наиболее существенные затруднения возникают в том случае, когда фотообразы, относящиеся к одному классу, имеют искажения вследствие индивидуальных различий, т. е. при дешифрировании природных (не антропогеновых) объектов.

Более совершенным представляется подход, связанный с классификацией образов на основе замеров некоторого множества признаков, описывающих объект и его фотообраз. Эти признаки должны быть инвариантными или малочувствительными по отношению к типичным искажениям и обладать небольшой избыточностью. При таком подходе задача распознавания фотообразов распадается на две части. В первой рассматривается вопрос о том, что нужно измерять и каково должно быть количество признаков [1], достаточно полно описывающих фотообраз (копию) и сам объект. Решение этой задачи представляется достаточно субъективным и зависящим от практических возможностей (наличия аппаратуры, качества изображения, его масштаба, стоимости работ и т. п.). При этом следует учитывать то, что подбор множества признаков и их упорядочение в известной мере влияют на точность распознавания [Фу, 1965]. Во второй части проводится собственно классификация. На основании измерений выбранных признаков принимается решение о принадлежности образа к тому или иному классу.

---

[1] Под признаками объекта понимаются данные, полученные не только непосредственно с изображения или другими дистанционными методами, но и в результате различных наземных исследований.

Если входной образ описан N признаками, то это множество признаков можно рассматривать как выбор замеров признаков (A):

$$A = \begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ a_3 \\ \vdots \\ a_i \end{bmatrix}, \tag{3.5}$$

где a_i является i-м замером.

Задача классификации представляет собой распределение всех векторов или точек в признаковом пространстве по соответствующим классам фотообразов. Такое распределение можно рассматривать как разбиение N-мерного пространства признаков на взаимно пересекающиеся области (классы) с помощью разделяющей функции.

Пусть $V_1, V_2, \ldots, V_k$ описывают k возможных классов. Согласно (3.5), разделяющая функция $R_j(a)$, относящаяся к классу образов V $(j=1...k)$, должна быть меньше, чем $R_i(a)$, принадлежащая к классу V_i. Полагая $A \sim V_i$, можно записать

$$R_i(a) > R_j(a), \quad i, j = 1, \ldots, k; \quad i \neq j. \tag{3.6}$$

В этом случае границу разбиения между классами V_i и V_j можно выразить уравнением

$$R_i(a) - R_j(a) = 0. \tag{3.7}$$

Существует множество форм для границы разбиения, удовлетворяющих условию (3.6). В литературе рассмотрены линейные, кусочно-линейные, полиномные и другие разделяющие функции [Вальд, 1960; Айзерман и др., 1967; Eden, 1961].

Признаки, описывающие распознаваемые фотообразы, как правило, осложнены помехами и претерпевают большие изменения. В этом случае $z_1, z_2, \ldots, z_N$ можно рассматривать как случайные величины, и тогда z_i представляет собой измерение i-го признака с учетм помех; правило классификации, которое учитывает риск неверного распознавания и оптимизирует поиск, называется байесовским. Подробно использование байесовского классификатора рассмотрено в гл. 2.

Использование подобных систем классификации предполагает, что все N признаков участвовали в поиске одновременно, т. е. объем выборки фиксирован. Это приводит к тому, что при недостаточном объеме данных может быть получено недостоверное решение, а излишек признаков значительно удорожит стоимость поиска. Поэтому целесообразно, видимо, использовать последовательную решающую процедуру [Фу, 1977], особенно тогда, когда чрезмерно высока стоимость выполнения измерений.

В простом случае, когда существуют два класса, можно применить последовательный критерий отношений вероятностей [Вальд, 1960]. На некотором n-м шаге он будет определяться соотношением

$$\lambda_n = \frac{P_n(A/\omega_1)}{P_n(A/\omega_2)}, \tag{3.8}$$

где $P_n(A/\omega_i)$ при $i=1,2$ — n-мерная функция условной плотности вероятностей для ω_i-го класса. При сравнении λ_n с останавливающими границами Γ_1 и Γ_2 принимается решение $A \sim \omega_1$, если $\lambda_n \geqslant \Gamma_1$, или $A \sim \omega_2$, если $\lambda_n \leqslant \Gamma_2$. Если $\Gamma_2 \lambda_n < \Gamma_1$, процесс поиска должен быть продолжен для $(n+1)$-го шага. Останавливающие границы зависят от вероятности ложного распознавания:

$$\Gamma_1 = \frac{1 - l_{21}}{l_{12}}, \quad \Gamma_2 = \frac{l_{21}}{1 - l_{12}}, \tag{3.9}$$

где $l_{i\,j}$ при $i, j = 1,2$ — вероятность принятия гипотезы $A \sim \omega_{i1}$, когда истиной является положение $A \sim \omega_j$. Область неопределенности отвечает условиям, когда не может быть принята ни одна из гипотез. Поэтому при последовательной классификации останавливающие границы изменяются с числом замеров признаков n. Ширина неопределенной области пропорциональна дисперсии и обратно пропорциональна рядности средних.

Когда число классов больше двух, используется обобщенный последовательный критерий отношения вероятностей [Reed, 1960]. После n-го шага отношение вероятностей определяется как

$$V_n(A/\omega_i) = \frac{P_n(A/\omega_i)}{\left[\prod_{q=1}^{m} P_n(A/\omega_q)\right]^{1/m}}, \quad i = 1, 2, \ldots, m. \tag{3.10}$$

Величина $V_n(A/\omega_i)$ сравнивается с $\Gamma_1(\omega_i)$ для i-го класса, и решение состоит в исключении класса образов ω_i из дальнейшего рассмотрения (т. е. считают, что A не принадлежит к классу ω_i), если

$$V_n(A/\omega_i) < \Gamma_1(\omega_i), \quad i = 1, 2, \ldots, m. \tag{3.11}$$

Останавливающая граница определяется соотношением

$$\Gamma_1(\omega_i) = \frac{1 - l_i}{\left[\prod_{q=1}^{m} (1 - l_{i,q})\right]^{1/m}}, \quad i = 1, 2, \ldots, m. \tag{3.12}$$

После исключения класса ω_i общее число классов уменьшается на единицу. Исключение проводится до тех пор, пока не останется один класс, который относится к опознанному.

Такая процедура классификации может дать неудовлетворительные решения, когда она требует очень большого числа измерений признаков или когда среднее число измерений велико по сравнению с выбранным l_{ij}. Для получения удовлетворительного решения проводят обычно усечение естественного процесса. В процедуре усечения полагают, что если процесс достигает n_k-го шага, то входной образ принадлежит к тому классу, для которого обобщенное последовательное отношение вероятностей $V_n(A/\omega_i)$ имеет наибольшее значение. Весь процесс, таким образом, заканчивается не более чем за n_k шагов.

Во время работы системы распознавания приобретается новая информация, необходимая для принятия решения, что улучшает систему. Следовательно, процесс распознавания проходит с самообучением.

При последовательной классификации если все останавливающие границы $\Gamma(\omega_i)$, $i = 1, 2, \ldots, m$ не увеличиваются после выполнения каждого измерения признаков, то вероятность ошибок будет уменьшаться с ростом числа измеренных признаков [Фу, 1977]. Таким образом, решая уравнения (3.10) и (3.12) и правильно устанавливая на их основе определяющие границы, можно управлять вероятностью ошибочного распознавания и средним числом испытаний.

Решение задачи распознавания образов можно еще более упростить, если сосредоточить главное внимание на изучении только морфологии объектов (фотообразов) и их контуров как границ раздела. На границе всегда будут сконцентрированы основные противоречивые свойства контактирующих объектов, поскольку граница одновременно принадлежит и тому и другому объекту, но в то же время не является ни тем, ни другим. «Контур несет основную информацию об объекте. Контурный элемент менее вероятен, потому что с ним связан больший объем информации. Не все точки контура информационно равноценны. Большее количество информации связано с теми точками, где изменения направления контура происходят быстрее» [Attneave, 1954, p. 184]. Задача автоматического выделения контура, его поиска и очистки от шумов решена в настоящее время теоретически и практически [Тезисы..., 1978]. Частный случай решения этой задачи представляет автоматический поиск линеаментов [Геологическое..., 1978].

Все геологические тела в картографической проекции или на изображении могут быть представлены в виде двух больших групп плоских фигур — линейных или площадных (см. гл. 2). Первые условно будут отличаться от вторых длиной на два порядка больше ширины. Среди вторых обособятся брахиформные (изометричные) тела, у которых ширина будет соизмерима с их длиной, и полосовые тела, длина которых будет значительно превышать ширину. Распознавание таких образов по геометрическим или топологическим признакам не вызывает принципиальных затруднений [Космическая..., 1979]. Значительную сложность будет представлять отождествление выделенных образов, проверка их достоверности как геологических объектов.

Аэрокосмическое изображение участка поверхности Земли содержит суммарную

информацию о системе взаимодействующих природных объектов, расположенных на ее поверхности и в толще земной коры, о состоянии атмосферы в момент съемки и о состоянии самой съемочной аппаратуры в тот же момент. Пределы стабильности работы аппаратуры определяются техническим заданием на ее изготовление и существующими стандартами и постоянны, одинаковы для данного вида аппаратуры. Поэтому их можно (и нужно) не учитывать при решении задач дешифрирования. Передаточная функция атмосферы для электромагнитных волн в разных диапазонах известна плохо; пока приходится пренебрегать ею. Характеристика почвенно-растительного покрова в значительной мере зависит от климата региона и, что наиболее существенно при решении геологических задач, от строения геологического субстрата, его структуры и вещественного состава [Фридманд, Глазовская, 1979].

Таким образом, аэрокосмическое изображение содержит сообщения в основном о системе геологических объектов определенного участка земной коры. Все без исключения геологические тела развиваются унаследованно и взаимосвязанно, следовательно, и аэрокосмическое изображение должно отразить эту закономерность в виде пространственно взаимосвязанных элементов изображения как копии взаимодействующих объектов на поверхности Земли. Последовательно расшифровывая эти взаимосвязи, разделяя их на существенные (приоритетные) или второстепенные в зависимости от решаемого класса задач, можно с помощью аэрокосмического изображения получить геологическую информацию не только о геологических телах на поверхности Земли, но и о строении ее коры на разных глубинах [Геологическое..., 1978]. Но поскольку построение различных по содержанию карт и схем дешифрирования является пока процессом в значительной мере интуитивным, процессом построения модели по аналогии, то, чем меньше вероятность соответствия истине каждой из моделей, тем больший набор таких моделей необходимо прокоррелировать друг с другом, чтобы повысить достоверность получаемых результатов.

В настоящее время существуют различные методы числовой и аналоговой обработки аэрокосмической информации (см. табл. 1). Взаимодополняя друг друга, эти методы позволяют решать практически любые корректно поставленные геологические задачи. Аналоговые методы в силу объективных особенностей получения геологических данных можно использовать при решении большого круга вопросов геологии, и они могут предшествовать решению числовыми методами, указывая перспективные направления последнего.

Аэрокосмические изображения представляют собой информационные системы, которые отражают состояние системы геологических объектов в момент съемки. Дешифрирование аэрокосмических изображений является поэтому исследованием системы геологических объектов по ее копии. Исследование систем предполагает программно-целевой подход к их изучению, всесторонний анализ связей и структуры системы, выделение приоритетных связей и их изучение. Системный подход не допускает произвольного обособления объектов системы, отрыв их друг от друга. Действия дешифровщика — это моделирование получаемой им информации по аналогии или с его действиями в сходной ситуации, или с моделями, полученными независимыми методами. Результат действия — схема дешифрирования представляет собой модель копии (изображения) реально существующей ситуации на поверхности Земли в момент съемки, которая является одновременно отражением и геологической ситуации данного региона. Моделирование последней является конечной целью при геологическом дешифрировании. Определение истинности полученной модели может быть проведено только соотнесением ее с реальной ситуацией или с моделями, полученными другими, независимыми от данной копии методами.

Простейший способ автоматизированного выделения фотообразов — фотометрирование изображения, т. е. разделение его по оптической плотности, являющейся функцией интенсивности поступившего на светочувствительный слой электромагнитного сигнала. Фотометрирование может осуществляться дискретно, с интервалом, ограниченным только техническими возможностями оборудования. Поскольку связь между спектральными характеристиками различных геологических объектов и их копий на аэрокосмическом изображении однозначно не установлена, должна обязательно проводиться корреляция выделенных фотометрированием образов с образами объектов того же класса, но полученными другими независимыми методами, т. е. комплексная проверка истинности модели.

В общих чертах задача сводится к корреляции между собой приведенных к единой плоскости данных, полученных независимо друг от друга, — геологических, гео-

физических и геохимических карт различного содержания — с результатами фотометрирования трансформированного в картографическую проекцию аэрокосмического изображения. Иными словами — к решению не составляющей принципиальных затруднений топологической задачи.

Инструментальные методы дешифрирования аэрокосмических изображений должны развиваться в перспективе автоматизации процесса дешифрирования, процесса построения моделей. Автоматы, являясь функциональной моделью дешифровщика, должны быть просты и эффективны. Автоматизация процессов дешифрирования позволит на качественно ином уровне рассмотреть некоторые геологические процессы и дать их количественную и качественную характеристику.

Глава 4

КОРРЕЛЯЦИЯ КОСМИЧЕСКОЙ И ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Изучение глубоко погруженных горизонтов осадочного чехла и фундамента различных территорий является в первую очередь задачей нефтяной геологии, поскольку нефть и газ пока единственные полезные ископаемые, добываемые с глубин более 1 км. Поэтому естественно, что именно в нефтяной геологии разработаны и продолжают совершенствоваться методы геофизического изучения недр, которые дополняются пока немногочисленными данными глубокого бурения. В то же время одним из эффективных методов изучения глубинного строения разных областей является дешифрирование космических изображений поверхности Земли. Обширный комплекс геологических задач, решаемых с помощью этого метода, требует привлечения большого объема геолого-геофизической информации.

Визуальное сопоставление космических изображений, несущих разнообразную информацию, с геологическими и особенно геофизическими данными, которые в настоящее время успешно интерпретируются, открывает новые возможности для оценки перспектив нефтегазоносности новых геологических регионов. Тем не менее визуальное сопоставление большого объема информации трудоемко, вносит элемент субъективности и порой просто физически невыполнимо. Поэтому наиболее целесообразна разработка комплекса программ, объединенных в системе совместной обработки космической, геофизической и геологической информации на ЭВМ. В настоящей главе рассмотрены этапы такой обработки и методика интерпретации полученных результатов на примере двух районов — Нижнего Поволжья и Средней Азии. Эти районы представляют интерес не только с геологической точки зрения, но и как полигоны для разработки методики комплексной обработки и интерпретации космических изображений.

Цель работы — оценка информативности изображения участка Земли из космоса для изучения глубинной структуры древних и молодых платформ, поиск критериев сопоставления космической, геологической и геоморфологической информации.

В процессе исследования были использованы телевизионные и сканерные изображения районов, полученные с 18-го и 25-го советских автоматических спутников «Метеор» (разрешение около 1,2 км) и с более ранних спутников этой серии (разрешение 0,8—1 км), а также среднемасштабные фотографии, сделанные с орбитальной станции «Салют-4» и с космического корабля «Союз-22» (разрешение 0,1—0,2 км). Кроме того, использовались сканерные изображения со спутников «Ландсэт-1» и «Ландсэт-2» (разрешение около 0,1 км). Космические данные сопоставлялись с геологической, геоморфологической и геофизической информацией, представленной в виде геологических, структурных и геоморфологических карт, сейсмических профилей, гравитационных и магнитных карт, а также с результатами бурения.

При работе с космическими снимками возникает необходимость корреляции дешифровочных свойств снимков. Способы преобразования снимков различны. Это, например, разделение изображения по степени оптической плотности. В этом случае обработанное изображение может быть представлено в виде изолиний плотности (эквиденсит).

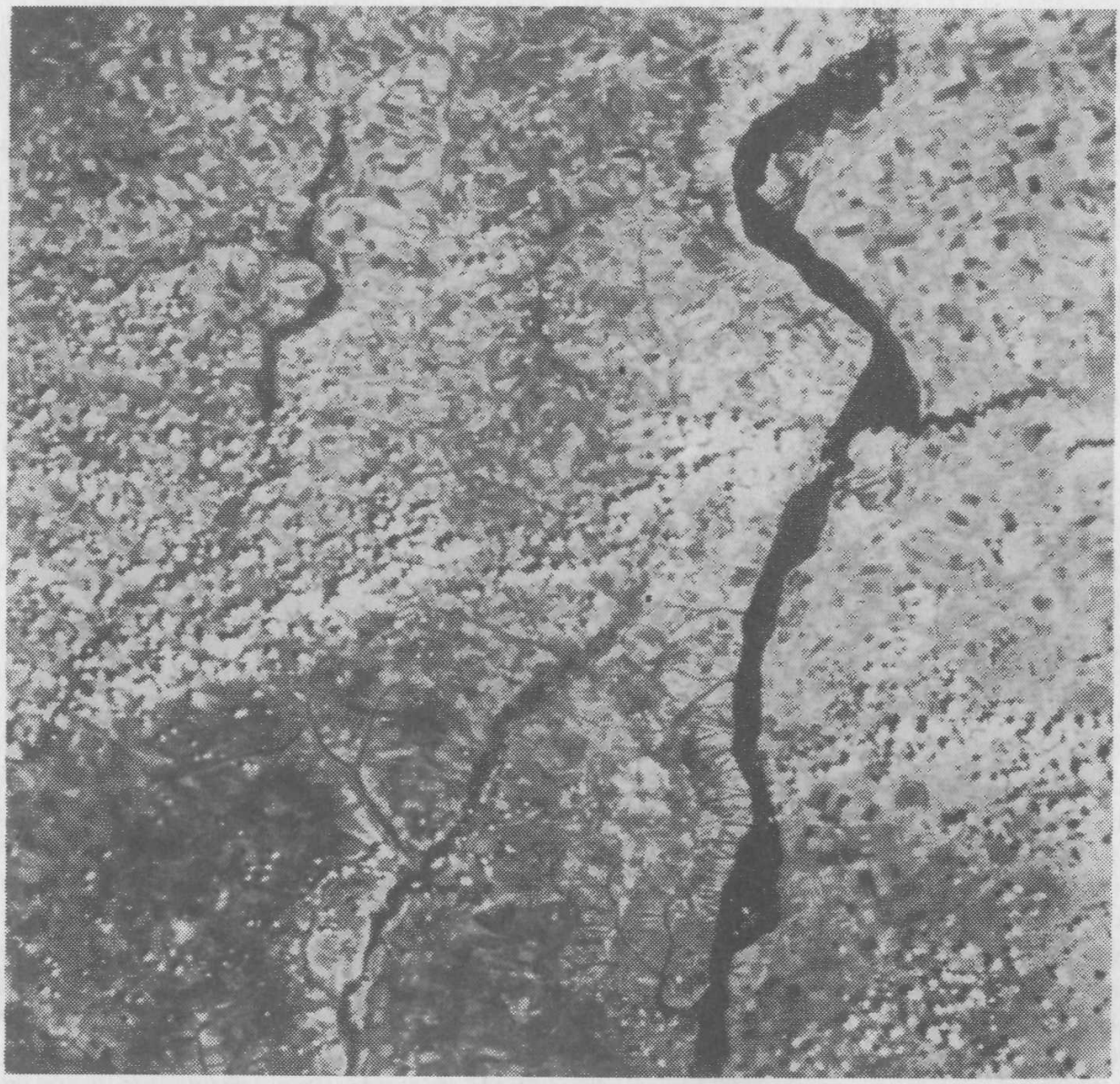


Рис. 3. Сканерное изображение Нижнего Поволжья, полученное с американского спутника «Ландсэт-1» 10 июня 1973 г.



Рис. 4. Фотометрическая схема

Показаны изолинии условных баллов оптической плотности. Жирные линии — крупнейшие линеаменты

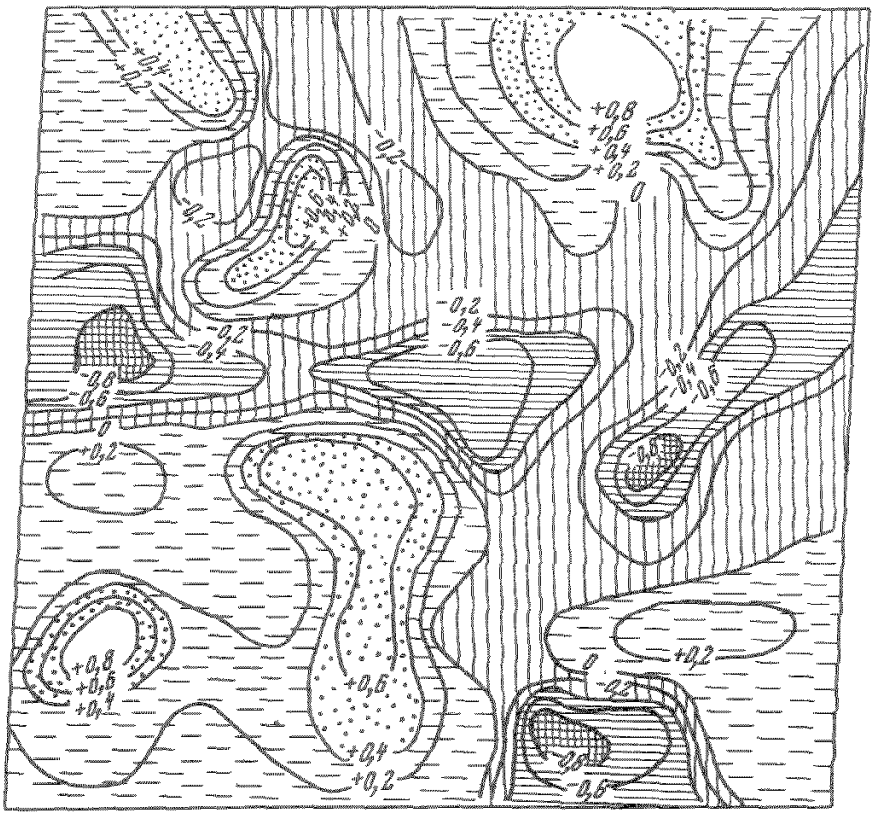


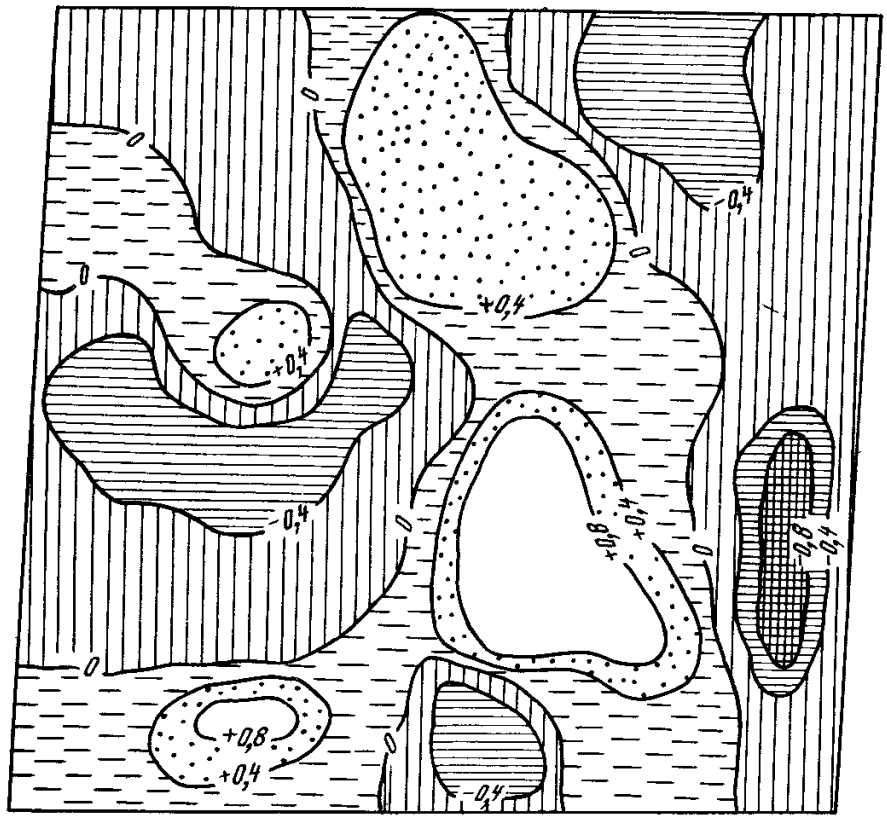
Рис. 5. Схема корреляции гравитационного и магнитного полей

На оригинальных изображениях Нижнего Поволжья, переданных 10 и 16 июля 1973 г. со спутника «Ландсэт-1», отчетливо видны земельные угодья различной тональности (рис. 3), что значительно затрудняет дешифрирование снимка. Представлялось возможным с помощью комбинированного метода фотографической фильтрации, фотометрирования и фотометрической обработки избавиться от излишней детальности изображения, генерализовать его. Интегрированное измерение оптических плотностей изображения проводилось по профилям на регистрирующем микрофотометре ИФО-451. Система профилей подбиралась по всей площади примерно через 20—25 км, что обеспечило достаточную детальность и позволило построить схему оптических плотностей территории (рис. 4). На схеме, выполненной со значительной генерализацией, градиенты колебаний оптической плотности почти всюду невелики, эквиденситы очерчивают различные участки, образуя условную фотометрическую поверхность. Эта схема, называемая в дальнейшем схемой фотоаномалий, представляет собой исходный материал для сопоставления с геолого-геофизическими данными.

Анализ взаимосвязи проводился на ЭВМ по программе «Анкор», составленной А. П. Гущиным. В процессе отладки нами были внесены значительные изменения, позволившие автоматизировать работу программы.

Программой предусмотрено вычисление коэффициентов корреляции между двумя полями, заданными на плоскости числовыми значениями в узлах матрицы по интегральной области, которая определяется диапазоном скользящего окна (размером палетки). При этом размер окна меняется автоматически, а относительное смещение одного из исходных полей задается информационно. Такое смещение обусловлено возможностью косого намагничивания возмущающих объектов, поэтому задавалось оно только при анализе соотношения гравитационного и магнитного полей. Исходные массивы данных формировались из значений геофизических полей или оптической плотности, которые снимались с карты или со схем по регулярной сетке с шагом 10 км. Предусмотренное программой автоматическое изменение размеров палетки от 20×20 до 100×100 км позволяет определять характер взаимосвязи между полями с разной степенью генерализации, что особенно необходимо, когда космическая информация имеет разную степень разрешения.

Кроме значений коэффициентов корреляции в узлах матричной сетки, программой определяются частоты их встречаемости. Анализ построенных по ним вариационных кривых позволяет установить общий характер изменения связи между полями с увеличением размеров палетки и выбрать оптимальную палетку. Так, сравнение гистограмм коэффициентов корреляции для различных регионов Средней Азии, построенных для палеток до 20×20 до 100×100 км, позволило оценить достоверность районирования тер-


0
0
0

Нижнее Поволжье

Центральную часть анализируемого района (см. рис. 3) занимает Доно-Медведицкая гряда, смыкающаяся с Приволжской возвышенностью, которая достигает высоты 300 м и является водоразделом бассейнов рек Медведицы и Иловли. Правый берег Волги возвышается над урезом воды на 100—150 м. Такие различия рельефа слабо видны на космическом снимке и на схеме фотоаномалий.

В геологическом отношении район является пограничным между Воронежской антеклизой и Прикаспийской впадиной. Выходы коренных пород почти всюду скрыты почвой, сельскохозяйственными угодьями и не отражаются на космических снимках. В пределах района в своде Линевского поднятия обнажены каменноугольные породы, перекрытые юрскими, меловыми, палеогеновыми, а на левобережье Волги — четвертичными осадками.

На схемах амплитуд неотектонических движений, составленных А. В. Цыганковым [1971] и В. П. Бухарцевым [1973], выделяется субмеридиональная полоса, соответствующая в структуре фундамента Уметовскому грабену и Камышинскому выступу (рис. 7). Здесь за четвертичное время произошел максимальный размыв древних отложений, достигающий на севере, в районе Линевского поднятия, 1000 м. На космическом снимке (см. рис. 3) и особенно на схеме фотоаномалий (см. рис. 4) эта зона выделяется темным фоном и, следовательно, наибольшими значениями эквиденсит. Левобережье Волги *является областью длительного прогибания и на снимке отличается более светлыми* тонами. На западе находится переклинальное окончание Воронежской антеклизы, где фундамент залегает на глубине 2,5 км, а на юго-востоке — склоны Прикаспийской впадины с погружением фундамента на глубину 10—11 км. В центральной части проходит Саратовское ответвление Пачелмского авлакогена. Фундамент склона Воронежской антеклизы, вскрытый глубокими скважинами, детально изучен на кафедре петрографии МИНХиГП под руководством В. П. Флоренского [Флоренский и др., 1950; Богданова и др., 1971]. На юго-западе региона в составе фундамента вскрыты архейские высокоглиноземистые гнейсы гранулитовой фации. На крайнем юго-западе они перекрыты протерозойскими филлитами, сланцами и метапесчаниками. Севернее вскрыто поле пород амфиболитовой фации (биотит-амфиболовые гнейсы, микроклиновые граниты и пр.) с реликтами пород гранулитовой фации в условиях амфиболитовой. Крупный массив архейских гранитоидов вскрыт на севере района. В его центральной и восточной частях фундамент глубоко погружен, слабо разбурен, и о его составе и структуре можно судить лишь по косвенным геофизическим материалам. Предполагалось, что в центральной части залегают разуплотненные гнейсы, переработанные свекофено-карельской складчатостью [Неволин, 1971; Гафаров, 1976]. О структуре докембрийского фундамента юго-востока района, в Прикаспийской впадине, высказаны лишь схематические предположения.

Детальный анализ гравитационного поля показывает, что на исследуемой территории оно в основном положительно, но в северо-западной области более интенсивно, зато слабо дифференцировано, а в юго-восточной — менее интенсивно и сильно расчленено. Граница между областями резкая и совпадает с бортом Прикаспийской впадины. В правобережье Волги по характеру гравитационного поля выделяются три участка. В пределах Прикаспийской впадины мелкие отрицательные высокоамплитудные аномалии вытянуты субпараллельно ее границе.

Сопоставление фотоаномалий с гравитационным полем (см. рис. 6) дает объективную характеристику взаимосвязи двух полей, оцененную количественно. Корреляция между полями невысокая, колеблется в пределах $\pm 0{,}7$ и лишь на отдельных участках возрастает до $\pm 0{,}9$. Однако в основном по ее знаку удается выделить отдельные зоны. По центру территории протягивается широкая (60—70 км) субмеридиональная полоса положительной корреляции, на юге раздваивающаяся на субширотную и субмеридиональную ветви. На этой полосе в районе Камышинского выступа и к северо-востоку от Кудиновского поднятия корреляция возрастает до $+0{,}98$. Второй участок положительной корреляции находится на северо-западе и примерно соответствует восточному склону Воронежской антеклизы. Зоны отрицательной корреляции на востоке характерны для левобережья, где на отдельных участках коэффициент корреляции достигает $-0{,}95$. Это позволяет четко разделить район по характеру связи гравитационного поля с оптической плотностью на три субмеридиональные зоны и ряд подзон.

Магнитное поле дифференцировано слабо, но и оно, с одной стороны, позволяет судить о составе пород фундамента, а с другой, — используя также фотометрическую характеристику территории, проводить районирование.

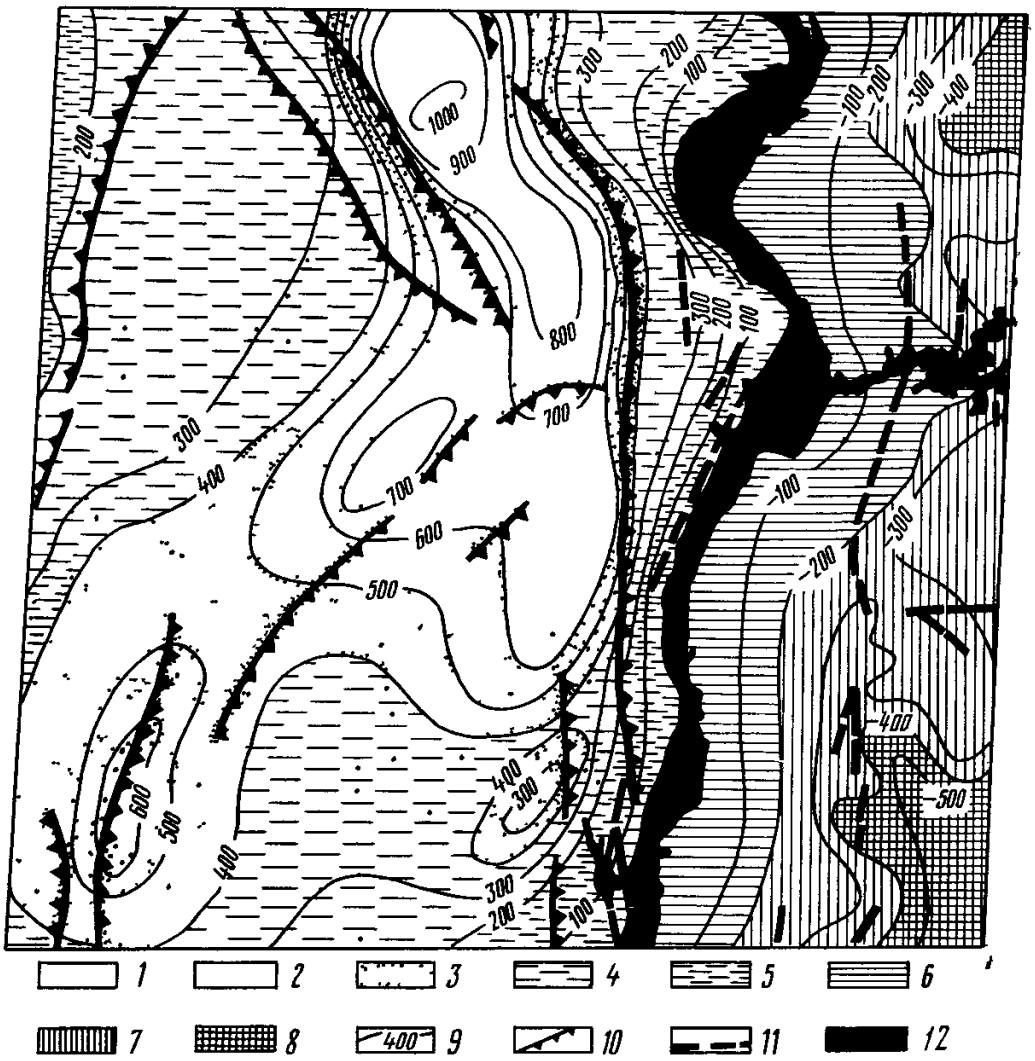


Рис 7 Схема неотектонических движений за четвертичное время (по А В Цыганкову [1971])

1—5 — амплитуды воздымании (в м) *1* — 1000 800 *2* — 800—600 *3* — 600—400 *4* — 400—200 *5* — 200—0 *6—8* — амплитуды погружений (в м) *6* — 0—200 *7* — 200—400 *8* — 400—600 *9* — изолинии амплитуд неотектонических движений *10* — флексуры *11* — разломы *12* — пойма Волги

Центральную часть региона занимает субмеридиональная полоса отрицательной корреляции магнитного поля с оптической плотностью Эта полоса совпадает с зоной положительной корреляции фотоаномалий и гравитационного поля Однако другие участки имеют более сложную и дифференцированную рисовку в частности, область положительной корреляции совпадает со склонами Воронежской антеклизы, левобе режье Волги также характеризуется положительной корреляцией оптической плотности с магнитным полем

При сопоставлении гравитационного и магнитного полей Нижнего Поволжья уста новлено, что участки положительной и отрицательной корреляции на схеме имеют мозаичное расположение, но если участки положительной корреляции изометричны, то отрицательной, как правило, вытянуты Так как и гравитационное и магнитное поля в исследуемом районе обусловлены в основном составом и рельефом фундамента, то можно предположить, что эти же факторы находят свое отражение и на представленной карте Сравнение схемы корреляции и структурной карты по поверхности фундамента по казало лишь слабое сходство в рисовке изолиний глубин залегания фундамента и изо линий коэффициентов корреляции Можно считать, что построенная схема почти не отра жает структуру поверхности фундамента В то же время при совмещении схемы коэф фициентов с петрографической схемой дорифейского фундамента [Богданова и др , 1971] отмечается совпадение местоположения как отдельных интрузивных тел, так и по лей распространения определенных комплексов пород [Флоренский Петренко и др 1976]

Схема корреляции магнитного поля с гравитационным позволяет выделить на юго западе района субмеридиональную полосу, совпадающую с зоной наибольшей опти ческой плотности Основные направления простирания корреляционных аномалий совпа дают с направлением аномалий оптической плотности Область положительной корре ляции геофизических полей на западе относительно темная, а участки отрицательной корреляции геофизических полей на востоке светлые Таким образом, корреляция раз личных геофизических полей, а также геофизических полей с оптической плотностью дают

дополнительную геологическую информацию, которую можно использовать при тектоническом районировании территории

Итак, сравнение схемы фотоаномалий с комплексом первичных геолого геофизических материалов позволяет районировать Нижнее Поволжье по характеру намеченных связей Анализируя полученные результаты следует отметить что на изученной территории в фотометрической характеристике космических изображений находят свое отражение не столько поверхностные геологические объекты, сколько региональные тектонические элементы строения как всей осадочной толщи, так и фундамента

Выделению линеаментов посвящено множество работ, поэтому мы только коротко опишем их, и то лишь постольку, поскольку линеаменты связаны с картами фотометрической характеристики и с картами корреляции

На телевизионных мелкомасштабных изображениях с аппаратов серии «Метеор» и других выделяется субмеридиональный линеамент, отвечающий здесь общему направлению русла Волги, а в геологическом плане — северо западному борту Прикаспийской впадины Намечается также второстепенное, по отношению к меридиональному, северо восточное направление линеаментов

На снимках со спутника «Ландсэт 1» (см рис 3) и со станции «Салют 4» линеаменты читаются совершенно по иному Отмеченный меридиональный линеамент, например, почти не просматривается, от него сохранились лишь прямолинейные участки правого берега Волги Однако удается выделить ряд других, менее значительных систем линеаментов (рис 8) Из них наиболее заметен северо восточный линеамент, пересекающий снимок В западной и центральной частях снимка к нему приурочена гряда облаков, ему соответствует известная в этом районе граница перепада погоды, совпадающая со структурным направлением на Новоузеньский и Федоровский выступы фундамента, к нему же приурочено расширение водохранилища в устье р Еруслан Остальные линеаменты выражены на снимке в виде очень тонких линий изменения фототона, лишь часть из них удается отождествить с прямолинейными долинами рек и ручьев Такие линеаменты не всегда совпадают с геологическими границами на местности

После выделения линеаментов независимо на обоих снимках, а затем также независимо разными геологами (В П Бухарцев, А С Петренко, П В Флоренский и др) была сделана попытка соотнести их положение с градиентами геофизических полей, структурой поверхности и составом фундамента

При этом уверенно выявилась связь северо западных разломов с градиентами гравитационных и магнитных полей Два линеамента, отождествленные с разломами, образуют юго западный борт Саратовской ветви Пачелмского прогиба Другие, параллельные им, разделяют выделенные выше блоки Северо западные линеаменты характерны в основном для правобережья Волги, в левобережной части особенно заметны северо восточные линеаменты, лишь один из которых прослеживается с правобережья Зона, разделяющая участки проявления преобладающих северо западных или северо восточных линеаментов в географическом плане соответствует долине Волги

Таким образом, на изучаемой территории выделенные линеаменты слабо контролируют геоморфологическую структуру района Не все из них фиксируются и в структуре осадочного чехла Однако почти все наиболее заметные линеаменты, по видимому, контролируют степень метаморфической переработки фундамента, структуру его поверхности, а местами — границы разновозрастной дорифейской складчатости Создается впечатление, что неоднородности внутреннего состава фундамента оказываются теми слабыми местами, которые наследуют зоны слабых перемещений в течение всего платформенного этапа, вплоть до новейшего времени Только тогда, когда перемещения эти унаследованы, однонаправленны и значительны, к линеаментам оказываются приуроченными локальные структуры Там же, где перемещения по разлому разнонаправленны, образуется зона повышенной трещиноватости, которая контролирует коллекторские свойства С этой точки зрения выделение подобных «разломов без перемещения» позволяет уточнить положение трещиноватых зон с улучшенными коллекторскими свойствами Наличие трещиноватых зон подтверждается анализом дебитов воды, газа и нефти из скважин, пробуренных в зонах линеаментов на Жирновском, Линевском, Северо Дорожанском, Терсинском и других месторождениях В скважинах, которые находятся в совпадающих с выделенными линеаментами зонах линейно трещинных коллекторов или на расстоянии 0,5—1 км от них дебиты флюидов из девонских и каменноугольных отложений, как правило, в 2—3 раза выше, чем в скважинах, расположенных на значительном удалении от этих зон Полученные результаты позволяют рассматривать линеаменты, связанные с зонами трещиноватых пород, как дополнительный поисковый критерий при разведке нефтяных и газовых месторождений



Рис. 8 Схема линеаментов, отдешифрированных на космическом изображении

Линеаменты *1* — слабо выраженные, *2* — хорошо выраженные, *3* — совпадающие с флексурами, *4* — пойма Волги

В результате проведенного комплексного анализа разнородного материала удалось выделить на изученной территории ряд блоков с различными значениями оптической характеристики поверхности, геолого-геофизическими параметрами и их соотношениями. Выделенные структурные элементы отличаются амплитудами неотектонических движений, различным характером гравитационного и магнитного полей и изменением оптической плотности изображения. Но особенно четко выделить их позволяет парная корреляция указанных параметров. Использованный метод комплексной корреляции геолого-геофизических и фотометрических параметров оказался наиболее эффективным для районирования территории. В общем плане весь участок разделен на три субмеридиональные полосы: западную, соответствующую периклинальному замыканию Воронежской антеклизы, центральную и восточную, отвечающую западному борту Прикаспийской синеклизы. Эти полосы, в свою очередь, делятся по внутренней структуре фундамента на блоки, в ряде мест очерченные разломами. Комплексная геолого-геофизическая и фотометрическая характеристика этих блоков опубликована ранее [Флоренский и др., 1976; Геологическое..., 1978].

Западная полоса выделяется однородностью и повышенной напряженностью гравитационного и магнитного полей. На востоке она ограничена системой меридиональных и субмеридиональных разломов, видимых на космических снимках и совпадающих с высокоградиентными зонами и локальными аномалиями геофизических полей.

Юго-западный блок отличается субширотными геофизическими аномалиями и повышенной оптической плотностью. На Коробковском поднятии скважинами вскрыты глубоко метаморфизованные породы гранулитовой фации, слабо измененные процессами диафтореза. Локальные гравитационные аномалии соответствуют телам гранитоидов. На Кудиновской и Панинской структурах вскрыты более молодые — протерозойские филлитовые сланцы, распространяющиеся далее на запад.

Северо-западный блок отличается субмеридиональным простиранием геофизических аномалий и более светлой поверхностью фотоаномалий. В пределах Жирновской, Линевской, Северо-Дорожанской, Мишинской, Терсинской структур вскрыты диафториты гранулитовой фации.

Центральная, субмеридиональная зона отличается невысоким гравитационным и низким магнитным полями, а также отрицательной корреляцией между ними. По простиранию она особенно сильно расчленена серией разломов. Эти особенности не противоречат предположениям о том, что здесь присутствуют породы, подвергшиеся позднейшей переработке свекофено-карельской складчатостью [Гафаров, 1976], в результате чего они были разуплотнены и инъецированы интрузиями.

Средняя Азия

Работы здесь велись в региональном плане, и первый, пожалуй главный, вывод был для авторов весьма неожиданным и не соответствовал тому, что ранее предполагалось. Для Туранской плиты, взятой как единое целое, коэффициент корреляции между гравитационными и магнитными аномалиями невелик и составляет лишь +0,1. Но на фоне этого общего отсутствия связи сразу на всей территории можно выделить участки, где корреляционная связь между магнитными и гравитационными полями существует, причем она сложная и в разных участках существенно различная. Можно выделить участки, где есть высокая положительная или отрицательная корреляция. Это свидетельствует

о разнородности Туранской плиты. Отсутствие корреляции также присуще строго определенным районам.

Анализ распределений коэффициентов корреляции как по всей территории в целом, так и по отдельным регионам (рис. 9—11) позволил судить о достоверности тех или иных предположений и о принципах их использования для районирования. На основании намеченных закономерностей территория была разделена по характеру корреляции и построены карты, которые соотнесены с известными геолого-геофизическими материалами, в первую очередь с региональными схемеми, данными сейсмических исследований и результатами глубокого бурения. Проведенный анализ позволил по-новому оценить построенные ранее структурно-тектонические карты и внести в них ряд дополнений.

Прежде всего был поставлен вопрос: что же определяет распределение коэффициентов корреляции в пределах как всей Туранской плиты, так и отдельных ее участков, является ли оно отражением уже известного фактора или несет новую, комплексную информацию? Анализ связей карт коэффициентов корреляции с картами магнитных и гравитационных аномалий, проведенный для Русской платформы детально, а для Туранской плиты выборочно, показал, что эти связи очень слабые и возрастают лишь в немногочисленных участках весьма высоких магнитных аномалий. Во всех остальных районах коэффициенты корреляции не превышают $\pm 0{,}3$, лишь изредка достигая $\pm 0{,}5$. Связь карты корреляции со структурой доюрской поверхности заметна в первую очередь, хотя эта связь невелика и неоднозначна. В зонах погружения доюрской поверхности преобладает отрицательная корреляция, в зонах воздымания — положительная. Обнаруживается аналогичная связь с картой поверхности фундамента: зонам погружения последнего соответствуют области отрицательной корреляции, хотя и не во всех районах.

Было проанализировано соответствие карт корреляции с геологическим возрастом и формационным составом доюрских пород, вскрытых нефтегазопоисковыми скважинами. Такие скважины бурят в областях как регионального воздымания, так и регионального погружения, однако лишь в первом случае — обычно на глубине 1—3 км — они достигают доюрских отложений. Поэтому распределение скважин, вскрывших доюрские отложения, по Туранской плите неравномерное. Более 60% скважин пробурено в области положительной корреляции, причем на участках, где коэффициенты корреляции $\geqslant 0{,}6$ (при палетке 50×50 км), пробурено до четверти всех скважин. Что же касается распределения по возрастам, то скважины, вскрывшие пермо-триасовые отложения, пробурены в зонах с разной, но чаще с отрицательной корреляцией; скважины, вскрывшие гранитоиды, — в областях с отсутствием корреляции. Расположение большей части скважин, вскрывших основные или средние эффузивы триасового и пермского возраста, совпадает с линейными участками повышенной положительной корреляции. Эти общие соответствия карты корреляции гравитационного и магнитного полей с составом доюрских пород, вскрытых скважинами, учтены при районировании Туранской плиты.

Для всей территории плиты отмечено преобладание структур запад-северо-западного, мангышлакского и копетдагского простираний. Этим структурам соответствуют четко выраженные зоны высокой положительной корреляции. Территориально они отвечают Копетдагу, Бахардокской ступени, северо-восточному борту Карабогазского свода, Центральному Устюрту и ряду узких зон на Северном Устюрте, пересекающих Южно-Эмбенское поднятие Эти зоны разделены зонами отрицательной корреляции такого же запад-северо-западного простирания: Южно-Бузачинско-Барса-Кельмесского, Южно-Мангышлакско-Дарьялык-Дауданского, Большебалханско-Предкопетдагского. Их границы, по-видимому, связаны с известными разломами, а также с линеаментами, выделенными по мелкомасштабным космическим снимкам [Флоренский, 1973; Макаров, Соловьева, 1975; Геологическое..., 1978]. Чередующиеся вытянутые зоны положительной и отрицательной корреляции сменяют друг друга и напоминают волны с длиной 200—350 км. По-иному проявляется сопряженное с рассмотренным северо-северо-восточное простирание. Условные линии этого направления секут корреляционные аномалии, соответствуют их «пережимам», началам или окончаниям.

Более детально сопоставление корреляционного поля проведено для четырех зон Туранской плиты. Границы зон достаточно условны, однако составляющие их участки обладают определенным единством строения. Первая зона объединяет Северо-Устюртский и Южно-Эмбенский участки, вторая — Мангышлакский и Центрально-Устюртский, третья совпадает с Карабогазским участком, в четвертую входит Каракумский участок с Бухарской ступенью.

Мангышлак-Устюртский регион [Князев и др., 1972] отличается присутствием плащеобразно залегающих мощных красноцветных пермо-триасовых отложений, среди которых

на доюрскую поверхность изредка выходят палеозойские породы. Эта область при корреляционном анализе условно разделена на северный участок (Южно-Эмбенское поднятие и Северный Устюрт) и на южный (Мангышлак и Центральный Устюрт).

Для северного участка распределение коэффициентов корреляции асимметрично: зон с высокой отрицательной корреляцией больше. Последним отвечают, как правило, области, где залегают мощные линзы триасовых толщ, лишенные эффузивов. По мере увеличения окна палетки площадь отрицательной корреляции сокращается, что свидетельствует об уменьшении ее определяющей роли по мере увеличения площади обобщения и может объясняться выклиниванием осадочных линз на большой глубине. Скважины, вскрывшие дотриасовые породы, не имеют четкой приуроченности к корреляционным аномалиям. Докембрийские глубоко метаморфизованные породы, вскрытые в скважинах Базайская, Жумагул, Казалой, находятся в области близнулевых значений корреляционного поля.

Площадь зон положительной корреляции невелика. С увеличением окна палетки эти зоны почти не меняются, что говорит о стабильности факторов, их определяющих. Устойчивой положительной корреляцией выделяется Южно-Эмбенское поднятие северо-восточного простирания. При использовании палетки 30×30 км Северный Устюрт оказывается разбитым серией линейных зон положительной корреляции, которые субпараллельны Центрально-Устюртскому поднятию и соответствуют приразломным поднятиям или региональным разломам [Буш и др., 1975; Гаврилов, 1975]. При этом в скважинах Арыстан, Ирдалы, Байтерек и других, приуроченных к таким зонам, вскрыты основные эффузивы, вероятно, триасового возраста.

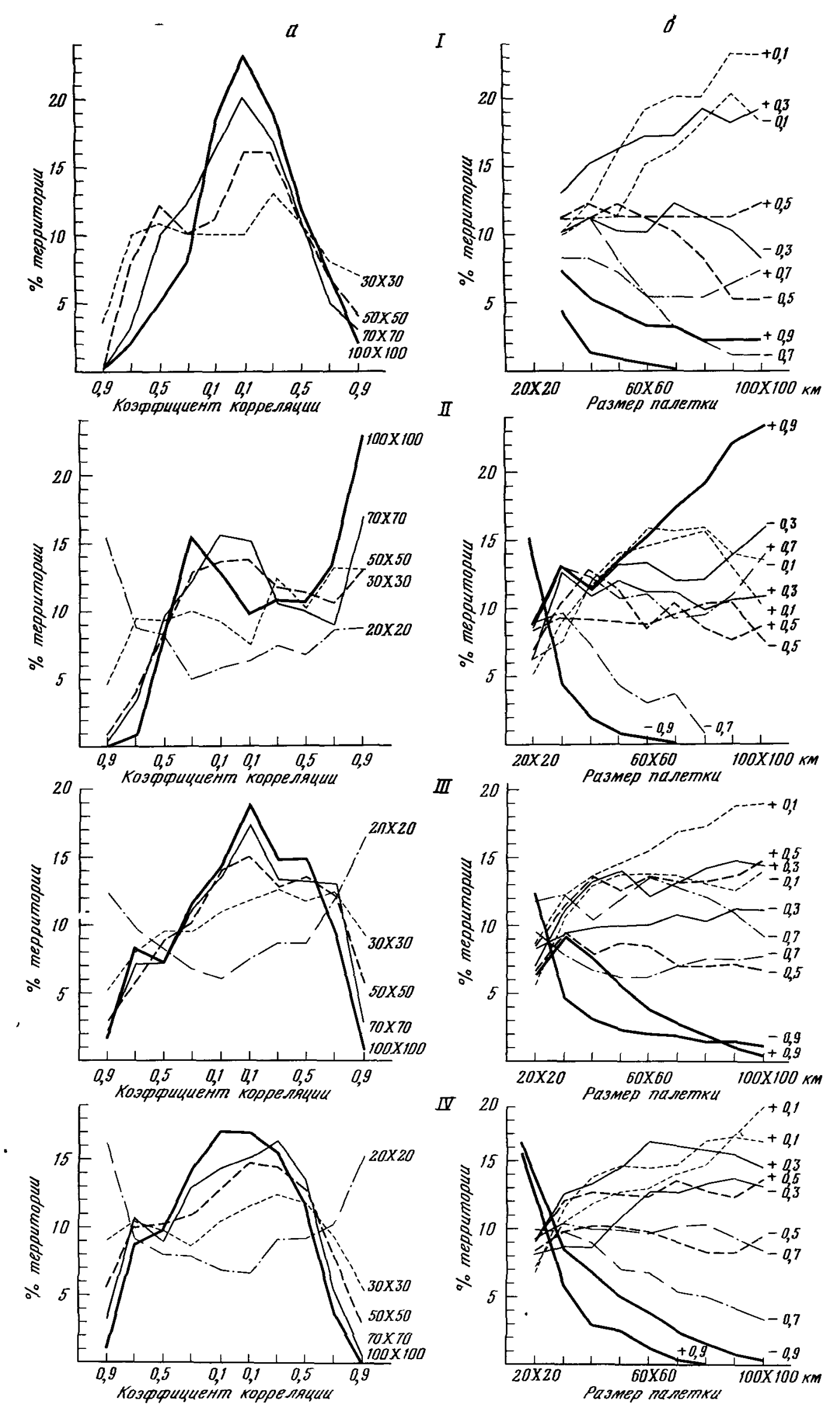
Экстраполируя полученные данные о связи корреляционных полей с составом вскрытых глубокими скважинами доюрских пород и учитывая общегеологическую структуру, можно уточнить геологическую карту доюрской поверхности Устюрта, более определенно ограничить зону распространения палеозойских пород на Южно-Эмбенском поднятии, докембрийских пород на Акулковском своде и принципиально по-новому наметить зоны распространения триасовых эффузивов основного состава. Если эти предположения верны, то основные эффузивы, приуроченные к запад-северо-западным разломам, достаточно широко распространены на Устюрте. Линейные зоны, содержащие их, повторяются через 100—120 км.

При использовании палеток любого размера корреляционное поле Мангышлак-Центрально-Устюртского региона оказывается резко отличным от других: здесь аномально много участков с высокой положительной корреляцией. Это естественно, так как и геологически это наиболее аномальный район Туранской плиты. К Мангышлакско-Центрально-Устюртской системе дислокаций приурочены две уникальные структуры Туранской плиты — Каратауский антиклинорий и Центрально-Устюртские линейные поднятия, а к последним — одна из самых значительных магнитных аномалий. Каратауский инверсионный антиклинорий, являющийся мощной линзой триасовых пород и прогибом фундамента, отличается отрицательной корреляцией. По его южному борту, очерченному Южно-Мангышлакским пермо-триасовым прогибом, тянется однородная зона отрицательной корреляции. Напротив, самая высокая положительная корреляция характерна для вытянутых Центрально-Устюртских поднятий. Степень положительной корреляции и площадь, занимаемая ею, даже растут по мере увеличения окна палетки. Здесь, помимо палеозойских и декембрийских осадочных и метаморфических пород, распространены и эффузивы среднего и кислого состава. Чрезвычайно устойчивая положительная корреляция, а также высокая положительная магнитная аномалия, характеризующие Центральный Устюрт, позволяют предполагать, что к этому участку приурочено весьма значительное внедрение основной магмы, а может быть, и линза ультраосновных пород.

Карабогаз-Каракумская область [Князев и др., 1972; Буш и др., 1975] отличается разнородностью движений и разнообразием структурных элементов и типов доюрских пород, поэтому слабая дифференцированность корреляционного поля для этой территории была неожиданной. Отдельно проанализирована северо-западная карабогазская часть и юго-восточная, отвечающая Каракумскому своду и Бухарской ступени. Характер корреляционного поля этих районов оказался сходным (и практически не зависящим от размера палетки). Здесь преобладают зоны весьма низкой корреляции ($\pm 0{,}3$),

Рис. 9. Распределение площадей с разной корреляцией в зависимости

а — от коэффициента корреляции, *б* — от окна палетки.
I — Южная Эмба и Северный Устюрт; II — Мангышлак и Центральный Устюрт; III — Карабогазский свод, IV — Каракумский свод и Бухарская ступень


а
б
I
II
III
IV
% территории
Коэффициент корреляции
Размер палетки
км
0,9
0,5
0,1
0,1
0,5
0,9
20X20
60X60
100X100
30X30
50X50
70X70
100X100
+0,1
+0,3
−0,1
+0,5
−0,3
+0,7
−0,5
+0,9
−0,7

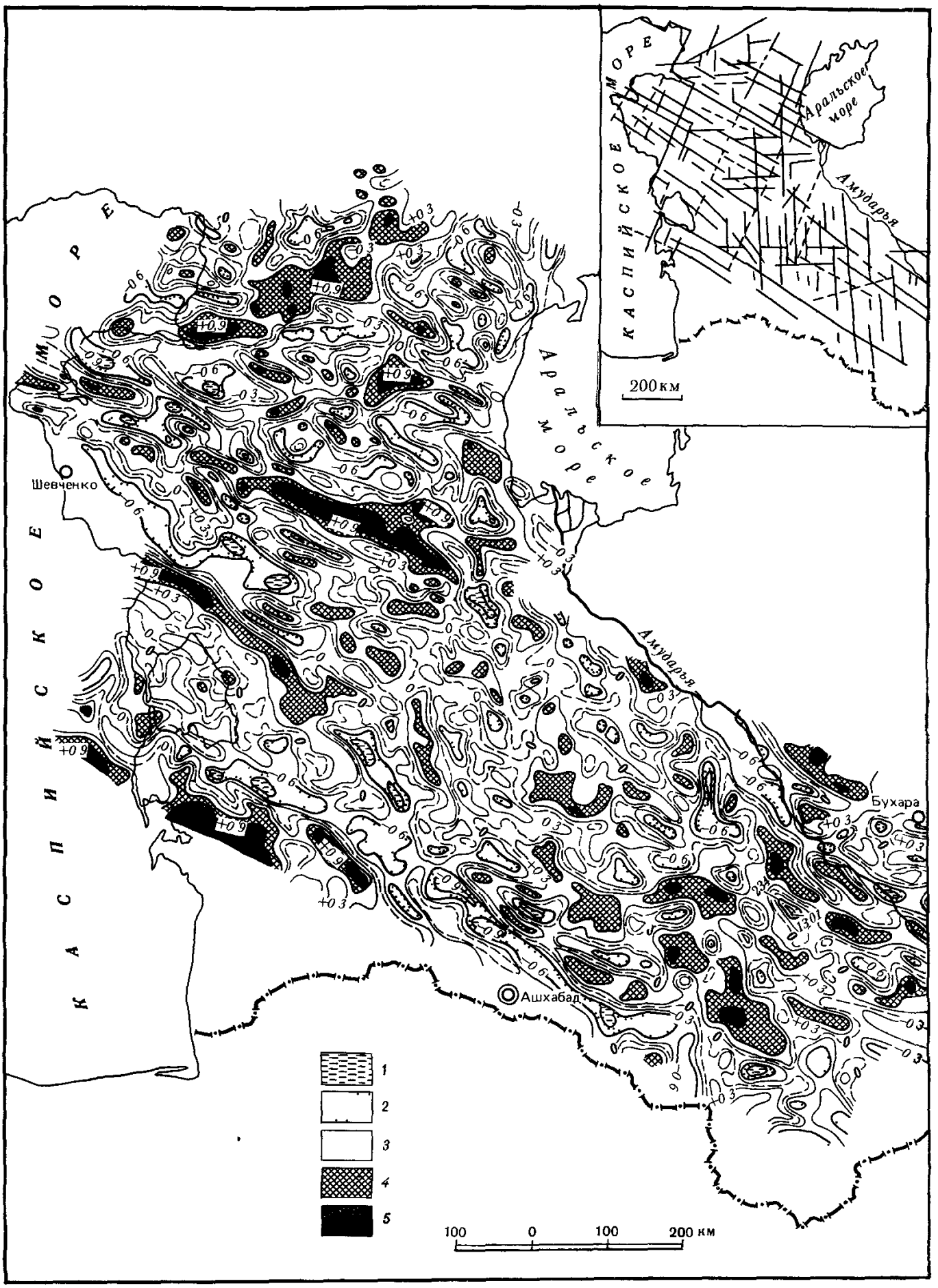


Рис 10 Схема корреляции гравитационного и магнитного полей Туранской плиты

Палетка 30×30 км Изолинии коэффициентов корреляции [illegible] интервалы значений коэффициента корреляции *1* — < —0 9 *2* — — (6 0 0 9) *3* (0 6) (+0 6) *4* — + (0 6—0 9) *5* — > +0 9 На врезке — схема линеаментов

которым соответствуют Каракумский и Карабогазский своды, сложенные гранитоидными и метаморфическими породами

При этом с юга регион очерчен линейной зоной весьма высокой положительной корреляции отвечающей Копетдагу к которой примыкает линейная Северо Балханская Предкопетдагская весьма протяженная зона отрицательной корреляции отвечающая прогибам, где доюрские породы глубоко погружены Другая линейно вытянутая зона устойчивой положительной корреляции очерчивает Карабогазский свод с севера и вос

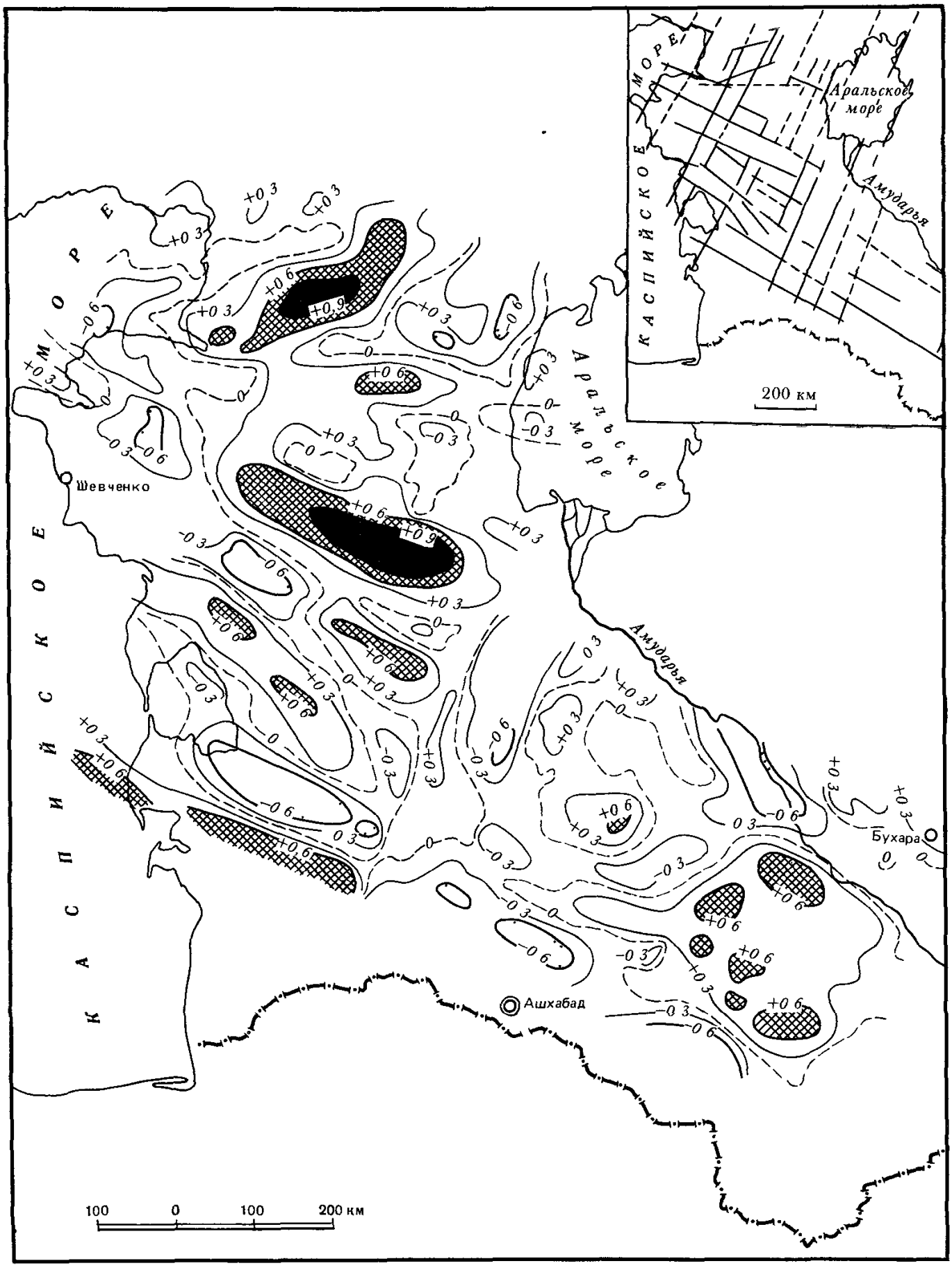


Рис 11 Схема корреляции гравитационного и магнитного полей Туранской плиты

Палетка 100×100 км На врезке — схема линеаментов Условные обозначения см на рис 10

тока Ей отвечает система разломов Не исключено, что внедрившиеся тела ультра основных пород определяют существование этой аномалии

Ряд изометричных также вытянутых на северо запад и запад северо запад анома лий положительной корреляции отвечает Бахардокской ступени Марыйскому выступу Чарджоуской ступени Здесь везде скважинами вскрыты породы вулканогенно молас совой формации [Князев и др , 1972], содержащей основные эффузивы Таким образом при геолого структурных построениях для Карабогаз Каракумской области намечаются в общем те же соотношения с полем корреляции как и на севере Зоны отрицательной корреляции фиксируют области прогибания зоны с высокой положительной корреляцией

очерчивают присутствие на поднятиях основных магматических пород и разломов Что же касается зон отсутствия корреляции, то они, как и на Акулковском своде, отвечают срединным массивам, сложенным в основном гранитоидными и метаморфическими породами.

Проведенное с помощью ЭВМ сопоставление космической, геологической и геофизической информации позволяет сделать ряд следующих выводов о методике комплексного использования разнородных данных для изучения глубинного строения древних и молодых платформ. Эти выводы также освещают некоторые новые черты внутреннего строения платформ

1. Использование коэффициентов корреляции для оценки взаимосвязи космических и геолого-геофизических данных, построение карт коэффициентов корреляции дают возможность проводить районирование территорий платформ, уточнять геологическое строение глубоко погруженных горизонтов.

2 Применение программы «Анкор» для оценки характера взаимосвязи полей позволяет разработать программную часть системы комплексной обработки космогеологической информации. Успешная работа системы возможна при хорошем аппаратурном оснащении, позволяющем автоматизировать процесс ввода и вывода массивов данных, а также совмещение со служебными и сервисными программами и системами.

3. Приведенный комплекс материалов о глубинном строении участка Нижнего Поволжья позволяет соразмерить информативность космического изображения и других источников, показать, что аномалии оптической плотности взаимосвязаны с характером неотектонических движений, с гравитационным и магнитным полями и с особенностями соотношения этих полей.

4. Предлагаемая методика обработки и обобщения геолого-геофизического материала, результаты непосредственного изучения керна фундамента позволили наметить черты тектонического строения Нижнего Поволжья. Показана одна из сторон связи характера фотоизображения и особенностей глубинного строения района, осуществляемой через неотектонические движения, наследующие, очевидно, компенсационное воздымание разуплотненных зон фундамента, которые четко прослеживаются по геофизическим полям.

5. Выделяемые по космическим снимкам линеаменты совпадают, как правило, с разломами фундамента и с зонами высокой трещиноватости каменноугольных и девонских карбонатных пород и определяет объем дебитов в скважинах, пробуренных в линейно-трещинных зонах. Это позволяет рассматривать линеаменты как дополнительный признак при поисках месторождений нефти и газа

6. На Туранской плите области отрицательной корреляции гравитационного и магнитного полей изометричные или овальные. По мере увеличения окна палетки они сокращаются и наконец исчезают. Возможно, это свидетельствует об ограниченной глубине определяющих их тел. Эти зоны приурочены к мощным линзам осадочных пород и являются участками интенсивного погружения.

7. Овальные зоны высокой положительной корреляции в отличие от области отрицательной корреляции сохраняются по мере увеличения окна палетки и даже увеличиваются в размерах. Это позволяет предполагать значительную глубину залегания порождающих аномалии геологических тел или даже поднятие субстрата основного состава. Они отвечают Южно-Эмбенскому и Центрально-Устюртскому поднятиям и Копетдагу и все имеют запад-северо-западное простирание.

8. Линейно вытянутые аномалии положительной корреляции имеют разное простирание, хотя преобладают запад-северо-западное, северо-северо-восточное и меридиональное. Эти аномалии приурочены к отдельным участкам региональных разломов, большинство из которых было известно и ранее. Вблизи них вскрыты скважинами основные породы. Вероятно, это участки глубинных разломов, по которым внедрялись основные магматические породы в пермское и триасовое время.

9. Области отсутствия корреляции приурочены к Карабогазскому и Каракумскому сводам.

10. Таким образом, областям с разным характером геологического развития отвечают разные типы соотношения гравитационного и магнитного полей. При этом в зонах, где активно проявлялись тектонические движения, корреляция высокая: отрицательная — в интенсивно прогибавшихся районах, положительная — там, где движения сопровождались магматизмом. Там же, где земная кора стабилизировалась, — в срединных массивах — корреляции между магнитным и гравитационным полями нет.

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ С ПОМОЩЬЮ МАТЕРИАЛОВ КОСМИЧЕСКИХ СЪЕМОК

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ КОСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ И КОСМОФОТОГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Как показано в предыдущих главах, материалы съемок Земли из космоса содержат информацию о структуре глубоких слоев земной коры. Это позволяет привлечь при региональном геологическом изучении территорий новый комплекс сведений, не использовавшихся ранее, и существенным образом уточнить прогнозы месторождений полезных ископаемых. Однако традиционные геологические карты, составлявшиеся исключительно по данным наземных исследований, не всегда удобны для представления той новой геологической информации, которую приносят космические методы. Такое положение вызвало появление на свет нового семейства геологических картографических документов — космогеологических карт и нового вида региональных геологических работ — космофотогеологического картирования.

Изучение геологической информативности материалов космических съемок показало, что в зависимости от уровня генерализации они содержат существенно различную геологическую информацию. Так, снимки континентального уровня генерализации (с разрешением на местности около 1000 м) помогают установить основные структурно-геологические особенности крупных областей земной коры, провести и уточнить объективное тектоническое районирование, наметить крупные глубинные структуры, геологическое значение которых в ряде случаев остается пока проблематичным. Снимки регионального уровня генерализации (с разрешением порядка 100 м) дают возможность выяснить делимость крупных регионов земной коры на структурные блоки, различающиеся характером тектонических структур и особенностями геологической истории, а также выделить новые, ранее не картировавшиеся элементы геологического строения, в том числе и глубинного (главным образом крупные разломы земной коры, дуговые и кольцевые структуры). Эти материалы позволяют провести или уточнить районирование территории по условиям формирования месторождений тех или иных полезных ископаемых. По снимкам локального уровня генерализации (с разрешением в первые десятки метров) можно существенно уточнить структуру перечисленных выше элементов геологического строения и в ряде случаев оконтурить крупные естественно-генетические ассоциации горных пород. По особенностям тектонических структур и вещественного состава пород на этих снимках можно выделять участки, благоприятные для концентрации полезных ископаемых. Строение таких участков может быть уточнено уже по МКС детального уровня генерализации и по материалам аэрофотосъемок.

Исходя из различий в информативности материалов космических съемок рассмотренных уровней генерализации, объединением «Аэрогеология» были разработаны основные положения методики построения космогеологических картографических документов по данным дешифрирования материалов космических съемок. Прежде всего данные дешифрирования различных видов снимков излагаются на различных видах карт геологического содержания. Преимущественно тектоническая и неотектоническая информация, содержащаяся на снимках континентального уровня генерализации, отражается на космотектонических картах масштаба 1 : 5 000 000—1 : 2 500 000. По данным дешифрирования снимков регионального и локального уровней генерализации строятся космофотогеологические карты масштаба 1 : 2 500 000—1 : 500 000. Наконец, результаты дешифрирования снимков детального (частично локального) уровня генерализации лучше всего показывать на обычных геологических картах масштаба 1 : 500 000—1 : 200 000, дополнив их легенду некоторыми специальными условными знаками.

Космотектонические карты строятся с целью дать новую интерпретацию тектонического строения региона на основе новых данных, полученных путем дешифрирования материалов космических съемок. Отсюда исходят и основные пути построения легенд космотектонических карт. В основу их обычно берутся легенды тех или иных тектонических карт изучаемого региона. Наиболее предпочтительны для этой цели карты регионально-тектонического районирования, поскольку последнее наиболее выпукло выступает на континентальных космических снимках. Тектоническая часть легенды космотектони-

ческих карт дополняется условными знаками, отражающими отдельные элементы дешифрирования — линейные, кольцевые, дуговые структуры (как правило, ранжированные по их геологическому значению), а также может содержать некоторые геофизические данные, отражающие глубину проникновения отдешифрированных структур в земную кору. Примером космотектонической карты может служить Космофототектоническая карта Арало-Каспийского региона [1978].

Космофотогеологические (КФГ) карты строятся для того, чтобы суммировать геологическую информацию, получаемую при дешифрировании материалов космических съемок регионального уровня генерализации, и ввести ее в геологический обиход. Легенды КФГ-карт можно строить, руководствуясь двумя очевидными принципами, двумя подходами. Можно ограничиться анализом самого изображения. Элементы изображения при этом разделяются по геометрическим особенностям, надежности опознавания, виду применявшихся материалов, способам отражения в рельефе, ландшафте и т. д. Второй путь — интерпретационный: выделяются опознанные на снимках те или иные элементы геологического районирования или структур в традиционном их толковании, как, например, на Космофототектонической карте Арало-Каспийского региона. Оба подхода для КФГ-карт недостаточны: первый — по причине построения легенды по формальным признакам и недостаточной геологической ее содержательности, второй — потому, что легенда в основных своих чертах неизбежно повторила бы обычные легенды тектонических карт, лишь пропущенные через некий «фильтр», определяемый возможностями дешифрирования.

При разработке основных принципов легенд КФГ-карты была сделана попытка избежать недостатков обоих подходов. На картах показываются обнаруженные на космических снимках элементы изображения, геологическая природа которых устанавливается путем сопоставления с имеющимися геологическими материалами или предполагается по аналогии (так называемые космогеологические объекты) в их взаимоотношениях друг с другом. Таким образом, дана только геологическая информация, полученная по космическим снимкам, и карты в этом отношении являются «фактологическими». Целевое сопоставление новых данных с разнообразными геоморфологическими, геологическими, тектоническими, геофизическими, минерагеническими и другими построениями может быть проведено читателями карты.

КФГ-картирование представляет собой самостоятельный вид геологических исследований, цель которого — расшифровка глубинного геологического строения крупного ($\geqslant 10^6$ км^2) участка земной коры на основе дешифрирования материалов космических съемок с использованием результатов геофизического зондирования и ранее полученных геологических материалов. КФГ-картирование заключается в геологическом дешифрировании комплекта материалов космических съемок разных уровней генерализации (преимущественно континентального, регионального и локального) и геологической интерпретации данных дешифрирования. При интерпретации используется вся имеющаяся геологическая, геофизическая и геохимическая информация, которая требует переосмысливания (а геофизические данные — и переинтерпретации) в свете данных дешифрирования и является материалом, обосновывающим геологическое значение и характеристики выделенных при дешифрировании объектов и структур. Обычно КФГ-картирование сопровождается относительно небольшим объемом полевых геологических и геофизических наблюдений с целью сбора материалов о поверхностном геологическом выражении наиболее типичных космогеологических структур. Цикл работ по составлению КФГ-карты занимает 2—4 года.

На КФГ-картах изображаются в основном те элементы геологических структур, которые дешифрируются на МКС разных уровней генерализации и получают ту или иную геологическую интерпретацию. Такие космогеологические объекты разделяются на три основные группы: линейные, кольцевые и площадные.

К числу линейных структур относятся континентальные, региональные и локальные разломы разных рангов, в том числе разграничивающие тектонические и структурные блоки различных порядков или рассекающие их без существенной трансформации внутренней структуры. Многие разломы на основании данных дешифрирования могут получить геодинамическую характеристику. Часто предусматривается разделение разломов по надежности опознавания на снимках и регистрация глубины их проникновения в земную кору по данным геофизического зондирования.

Кольцевые структуры разделяются на главнейшие генетические типы: пликативные, плутонические, вулканические, диапировые, импактные и др. Тип кольцевых структур определенным образом коррелируется с их поперечником и глубиной заложения в зем-

ной коре. На КФГ-карты выносится также регистрационный материал по выражению кольцевых структур в особенностях аномального геомагнитного и гравитационного полей, а также по способу отражения кольцевых структур в рельефе и ландшафте (поднятия, депрессии, кольцевая гидросеть и т. д.). Своеобразная группа кольцевых структур отражает не вскрытые на дневной поверхности или погребенные под молодыми осадками геологические тела: крупные массивы плутонических пород, вулканические сооружения и очаги, поднятия кристаллического фундамента платформ или складчатых зон и т. п.

Площадные космогеологические объекты разделяются на две основные категории. Первую представляют формационно-структурные комплексы, обладающие определенными характеристиками изображения на материалах космических съемок. Такие комплексы распространены преимущественно в горно-складчатых областях и отвечают основным структурным этажам земной коры: кристаллическому фундаменту — «гранитный» слой; разновозрастным складчатым комплексам с различной морфологической характеристикой складчатости, развивающейся в толщах различного литологического состава, — верхи геофизического «гранитного» слоя; покровным комплексам, представленным недислоцированными или слабо дислоцированными чехлами плит или вулканическими покровами.

Совершенно новые возможности открывает реальность прямого картирования на региональных и локальных космических снимках сочетаний формационных типов горных пород со степенью и характером их дислоцированности. Это направление исследований имеет глубокие корни в самом понятии «геологическая формация», тесно увязывающем вещественные свойства горных пород с тектоническими особенностями их формирования. Вспомним, например, что флишевым толщам свойствен определенный, ни в каких других формациях не повторяющийся стиль дислокаций; для континентальных вулканических формаций известково-щелочного ряда характерны вулкано-тектонические кальдерные и вулкано-плутонические структуры; геосинклинальные карбонатные толщи обычно образуют грубо покоробленные массивы, аналогичные по структуре таковым в варисцийских, ларамийских и альпийских складчатых системах; в зеленосланцевых толщах, как правило, развиты изоклинальная складчатость или чешуйчато-надвиговые структуры; офиолитовые толщи характеризуются шарьяжными и олистостромовыми структурами с протрузиями серпентинитов и т. д. Видимо, неотъемлемым свойством геологической формации, кроме положения в геотектоническом цикле, является и достаточно определенный характер дислоцированности слагающих ее горных пород. Можно говорить, очевидно, и о закономерных ассоциациях тектонических структур, или «тектонических формациях», и об их картировании, причем картировании, независимом от геологического. Этому направлению изучения формаций уделялось до сих пор относительно мало внимания.

Опытные работы, проведенные коллективом объединения «Аэрогеология», показали возможность выделения по МКС при КФГ-картировании закономерных сочетаний формационных и дислокационных особенностей горных пород в отдельных, зачастую ограниченных разломами тектонических блоках или зонах. В результате этих работ была разработана особая формационно-структурная легенда космофотогеологических карт масштабов 1 : 2 500 000—1 : 500 000. В разработке легенды участвовали В. Н. Брюханов, В. А. Буш, В. Е. Гендлер, Е. Л. Елович, С. П. Лебедев, Л. М. Натапов, А. Л. Ставцев, В. А. Фараджев, Н. И. Филатова и др.

Основное изобразительное средство карты — цвет использован для обозначения характера дислокаций, а вещественные комплексы, в которых дислокации проявлены, показаны крапом. Основные типы дислокаций и вещественных комплексов сведены в табл. 7. При этом рыхлые отложения могут быть дополнительно расчленены по генетическому принципу на морские терригенные, лагунно-морские галогенные, озерные, аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, эоловые пески бугристые, эоловые пески грядовые, морены и т. д.

Плутонические (нестратифицированные) комплексы разделены по составу на дунит-гарцбургитовые, щелочно-ультраосновные, габбро-плагиогранитные, известково-щелочные гранитоидные, ультракислые субщелочные и щелочные. Состав пород показан цветом. Соотношение плутонических пород с вмещающими их структурно-вещественными комплексами показано различными типами «матрасной» окраски. По этому показателю выделены плутонические тела, вскрытые и не вскрытые на дневной поверхности, поля преимущественного распространения плутонических тел, прорывающих вмещающие толщи, и поля преимущественного развития вмещающих пород, инъецированных не выделяющимися при дешифрировании интрузиями.

Таблица 7

Принципы построения легенды вещественно-структурных комплексов КФГ-карт масштаба 1 : 2 500 000—1 : 500 000

Преобладающий характер дислокаций (цвет)				Рыхлые (нелитифицированные) терригенные отложения	Преобладающий вещественный состав (крап)											
					Литифицированные											
					Осадочные										Осадочно-вулканогенные	
					Платформенные, орогенные					Геосинклинальные						
					Терригенные нерасчлененные	Терригенные серо-цветные	Терригенные пестроцветные и красноцветные молассы	Карбонатные	Соленосные	Терригенные флишевые и флишоидные	Карбонатные	Терригенные граувакковые и аспидные	Терригенные и кремнистые нерасчлененные	Терригенно-вулканогенные	Терригенно-вулканогенно-кремнистые
Ненарушенное горизонтальное или слабо наклоненное залегание			A	A_1	A_2	A_3	A_4	A_5								
Складчатость	прерывистая	брахиформная	B			B_3	B_4	B_5								
		диапировая	C						C_6							
		сублинейная	D			D_3	D_4	D_5	D_6							
	промежуточная	пологонаклонные (до 15°) моноклинали	E			E_3	E_4	E_5			E_8					
		гребневидная	F			F_3	F_4	F_5			F_8					
		коробчатая	G				G_4	G_5			G_8					
	полная	линейная открытая (50—60°)	H							H_7	H_8	H_9	H_{10}	H_{11}	H_{12}
		изоклинальная	I							I_7		I_9	I_{10}	I_{11}	I_{12}
		дисгармоничная	K						K_6	K_7		K_9		K_{11}	K_{12}
Дислокации	вулкано-тектонические	первичные	L												
		переработанные блоково-складчатыми движениями	M												
	складчато-разрывные	мозаичные блоково-складчатые	N				N_4	N_5			N_8				
		чешуйчато-надвиговые	O			O_3	O_4	O_5		O_7	O_8	O_9	O_{10}	O_{11}	O_{12}
	сложные, нерасчлененные		P												
	сложные глубоко метаморфизованных толщ		R												

Матрица из строк и столбцов табл. 7 должна быть «заселена» реально существующими сочетаниями формаций и дислокаций в диагональной полосе от левого верхнего угла (сочетание рыхлых нелитифицированных осадков с горизонтальным залеганием) к нижнему правому (сочетание глубоко метаморфизованных толщ с овоидными структурами глубинной складчатости или нерасчлененными сложными дислокациями). Фактически добиться этого удается лишь в ограниченной мере. Причин этому по меньшей мере две: во-первых, в легенде в один ряд поставлены дислокации собственно тектонического происхождения с дислокациями вулкано-тектонического и метаморфогенного типов; во-вторых, пока не существует достаточно надежно разработанной классификации реально встречающихся в природе ассоциаций складчатых и разрывных структур, отражающей в определенной последовательности историко-тектонический процесс усложнения внутренней структуры слоистых толщ литосферы. Предложенный способ

Преобладающий вещественный состав (крап)														
Литифицированные								Метаморфические						
Вулканогенные								Умеренно метаморфизованные			Глубоко метаморфизованные			
Платформенные		Орогенные			Геосинклинальные									
Щелочно-базальтовые	Траповые	Известково-щелочные нерасчлененные	Кислые (трахилипаритовые, липарито-дацитовые)	Средние и основные (андезито-базальтовые)	Островодужные (андезито-базальтовые)	Контрастные (спилито-кератофировые)	Толеитовые (спилито-диабазовые)	Зеленосланцевые апотерригенные	Зеленосланцевые аповулканогенные	Мраморо-сланцево-кварцитовые	Лейкократовые (гранито-гнейсы, кристаллические сланцы)	Меланократовые (гнейсы, чарнокиты, амфиболиты)	Гнейсы, мраморы, кварциты, сланцы	Нерасчлененные
					H_{18}	H_{19}	H_{20}	H_{21}	H_{22}	H_{23}				
					K_{18}	I_{19} K_{19}	I_{20} K_{20}	I_{21} K_{21}	I_{22} K_{22}	I_{23} K_{23}				
L_{13}	L_{14}	L_{15} M_{15}	L_{16} M_{16}	L_{17} M_{17}	M_{18}									
	N_{14}				N_{18} O_{18}	N_{19} O_{19}	N_{20} O_{20}	O_{21}	O_{22}	O_{23}				
						P_{19}	P_{20}	P_{21}	P_{22}	P_{23}	P_{24} R_{24}	P_{25} R_{25}	P_{26} R_{26}	P_{27} R_{27}

является лишь первой попыткой такого рода и, безусловно, нуждается в дальнейшей теоретической и практической разработке.

То же касается и классификации вещественных комплексов. Кроме намеченной в основных чертах естественноисторической последовательности смены геосинклинальных формаций (субокеанических) формациями континента (орогенными и платформенными), приходилось учитывать реальные возможности дешифрирования вещественного состава на космических снимках и вводить такие нестрогие в формационном смысле понятия, как карбонатные отложения вообще или сероцветные терригенные шельфовые отложения.

Вторую категорию площадных объектов составляют различного рода тектонические блоки, выделяемые по особенностям фотоизображения и (или) по характерным ассоциациям дешифрируемых на снимках линейных и кольцевых структур с учетом направления

структур и количества на единицу поверхности. Такие участки на территориях платформ обычно отвечают в различной мере поднятым или опущенным блокам фундамента, а в горно-складчатых блоках — поперечной структурной зональности, как правило не отражающейся на существующих геологических и тектонических картах. Такие тектонические блоки могут быть показаны на КФГ-картах различного рода штриховками.

Методика КФГ-картирования в областях распространения платформенного чехла требует особой разработки. Дешифрирование платформенных линейных и кольцевых структур само по себе дает весьма значительный прирост геологической информации по сравнению с традиционными геолого-геофизическими построениями. В то же время площадные космогеологические объекты, образуемые вещественно-генетическими подразделениями верхней части чехла плит, как правило, связаны с геолого-геоморфологическим строением недислоцированных покровных отложений и не раскрывают глубинной структуры платформенного чехла и кровли складчатого фундамента. В этих случаях целесообразно составлять для территорий плит две КФГ-карты: карту рыхлых отложений осадочного чехла (по данным дешифрирования площадных космогеологических объектов и геолого-геоморфологической и неотектонической их интерпретации) и карту по результатам дешифрирования линейных и кольцевых космогеологических объектов на основе тектонической интерпретации геолого-геофизических данных о глубинной структуре плит. В качестве основы космогеоструктурных карт целесообразно взять структурные карты в изогипсах с раскраской по глубине залегания кровли фундамента или наиболее изученного горизонта осадочного чехла, переинтерпретированные с учетом расположения отдешифрированных линейных и кольцевых структур. Особыми знаками может быть показана геолого-геофизическая информация, известная по данным предшествующих исследований и раскрывающая природу отдешифрированных линейных и кольцевых структур (оси антиклиналей и синклиналей, ундуляции их шарниров, расположение локальных структур осадочного чехла, магнитовозмущающих тел в фундаменте и т. д.).

Таким образом, КФГ-карты содержат наряду с известной геолого-геофизической информацией также принципиально новые сведения. На КФГ-картах более полно, чем на обычных геологических, отражается глубинное строение земной коры, а также поверхностной геологической структуры. Это и определяет большую ценность КФГ-карт для прогнозно-металлогенических построений, поскольку традиционные их методы основываются преимущественно на вещественном составе геологических тел, а структурные особенности расположения этих тел в пространстве учитываются в меньшей мере.

Опыт применения КФГ-карт при прогнозных и поисковых работах показал возможность с новых позиций осветить закономерности размещения минерального сырья, наметить новые зоны, перспективные для поисков рудных месторождений, нефти, газа, каменного угля и других полезных ископаемых. Проведенные в таких зонах специальные поисковые работы, при которых использовалось дешифрирование детальных космических снимков и аэроснимков, а также геологические работы с использованием вертолетов уже привели к открытию ряда перспективных рудопроявлений, представляющих объекты для детальных поисков и разведки. Кроме того, КФГ-карты представляют собой основу для новых тектонических, историко-геологических и научных построений, углубляющих наши знания о геологическом развитии Земли.

ПРОБЛЕМЫ УЛУЧШЕНИЯ ТРАДИЦИОННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Геологические карты — это итоговые документы исследований, концентрирующие сумму геологических знаний о соответствующих регионах.

Легенды и принципы составления геологических карт, принятые в СССР, в целом соответствуют принципам и методике, разработанным В. Смитом, Ж. Кювье, Ал. Броньяром и Ч. Лайелем в 1790—1830 гг. и лежащим в основе современного международного геологического картографирования. В легендах современных геологических карт сохраняется противоречие между способом изображения осадочных и плутонических формаций: цветовая закраска полей распространения осадочных комплексов указывает на время их формирования, тогда как для плутонических пород она отражает их состав. Однако возрастная закраска осадочных формаций доминирует на геологических картах, поэтому они являются прежде всего геоисторическими.

Первые материалы дистанционных исследований земной поверхности — полученные в конце XIX и начале XX в. с аэростатов, а позднее с дирижаблей и самолетов фотоснимки — показали широкое распространение разрывных нарушений, не изображавшихся на существовавших тогда геологических картах, а также динамическое единство

большинства дешифрируемых на снимках нарушений. Уже тогда появились замечательные работы В. Хоббса [Hobbs, 1904, 1911], заложившие основы изучения разрывной тектоники. Однако эти результаты, улучшив качество геологических карт и топографической основы, на которой они составлялись, не изменили их существа.

Та информация, которую дают космические снимки, ведет к полному преобразованию методики мелкомасштабного геологического картографирования. До сих пор единственно реально возможным путем составления мелкомасштабных геологических карт было суммирование и обобщение результатов средне-и крупномасштабных геологических съемок (а раньше — материалов маршрутных исследований). Составление сводных геологических карт и листов Геологической карты СССР масштаба 1 : 1 000 000 основывалось (и сейчас основывается) на сведении воедино результатов геологических съемок масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000. Эти карты, построенные в результате обобщения материалов различных исследователей, собранных в разные годы, представляют собой модели строения земной поверхности, на основе которых планируются дальнейшие исследования, проводятся прогнозные оценки регионов на различные типы минерального сырья, составляются тектонические и металлогенические карты. Появление материалов космических съемок впервые позволило сопоставить эти модели с прямой, независимой и объективной информацией.

Результаты такого сопоставления, как правило, оказываются малоутешительными. Мы провели детальное сопоставление материалов космических съемок и сводных государственных геологических карт масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000, а также более мелкомасштабных карт для территорий Большого и Малого Кавказа, Тянь-Шаня, Памира, Туранской плиты. Выяснилось, что более половины геологических контуров, изображенных на геологических картах, не находят никакого соответствия на космических снимках Земли и, наоборот, более половины линейных и площадных геологических структур, отчетливо дешифрируемых на космических снимках различных типов, никак не отражены на существующих геологических картах. Даже гигантские пластины и блоки плутонических пород основного состава (габбро и габбро-амфиболитов), целиком слагающие приводораздельную часть Большого Кавказа — хребет Чимгисклде, не изображены и не показаны ни на одной геологической карте (включая и листы геологических карт масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000) и вообще ни на одной геологической карте Кавказа, изданной за последние 50 лет. Эти структуры были относительно точно откартированы лишь Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом в 1909—1910 гг., затем забыты и вновь открыты при дешифрировании космических снимков. В легендах существующих геологических карт нет унифицированных знаков для изображения геодинамической природы разрывных нарушений — раздвигов, пологих поддвигов и шарьяжей; нет знаков для изображения линеаментов неясной тектонической природы, концентрических структур, сутурных зон складчатых областей, олистостромовых комплексов, меланжа и многих других важнейших геологических объектов, как правило хорошо дешифрируемых на космических снимках.

Изложенное показывает, что необходима ревизия существующих геологических карт с обязательным исправлением по данным дешифрирования космических снимков наиболее грубых ошибок в рисовке геологических контуров. Карты должны составляться на космофотоосновах соответствующих масштабов, выполненных в проекциях составляемых карт, с широким использованием данных дешифрирования имеющихся космофотоснимков, высотных и обычных аэрофотоснимков, космофотосхем, космофотокарт и других дистанционных материалов.

На мелкомасштабных геологических картах целесообразно показывать реально залегающие на поверхности геологические тела и комплексы, включая четвертичные отложения. Карты, на которых четвертичные отложения условно сняты, могут составляться как дополнительные.

На мелкомасштабных геологических картах должны быть объективно отражены системы главнейших линейных дислокаций, дешифрируемые на космических и других дистанционных снимках, с указанием динамики движений. Зоны раздвигов, левых и правых сдвигов, сбросов и взбросов, крутых и пологих надвигов, шарьяжей должны показываться специальными, отчетливо читаемыми на картах обозначениями.

На геологических картах необходимо показывать специальным знаком концентрические структуры, дешифрируемые на космических снимках и аэрофотоснимках. Для типизации структур и определения времени их формирования рекомендуется применять методику конседиментационного анализа мощностей одновозрастных отложений внутри дешифрируемых концентрических структур и вне их пределов.

При картировании складчатых областей (и складчатого фундамента платформенных областей) целесообразно особенно наглядно выделять главнейшие сутурные зоны, маркируемые офиолитовыми и зеленосланцевыми формационными комплексами (последние, как и плутонические формации, следует выделять цветом). Должна быть отражена объективная информация о структурном положении этих комплексов и направлениях падения их тектонических контактов.

Олистостромовые комплексы складчатых областей, которые обычно можно дешифрировать на космических и высотных снимках, на геологических картах лучше всего показывать ярким цветным крапом по основной закраске, соответствующей возрасту олистостромовых формаций. Рекомендуется тщательно их индексировать по узким интервалам времени, соответствующим эпохам формирования олистостром, как правило кратковременным.

Необходимо проведение исследований по корреляции формы выходов на поверхность плутонических гранитоидных массивов с петрохимическими данными об их составе (подробнее см. ниже). Особо важным в металлогеническом отношении представляется выделение на картах плагиогранитовых, тоналит-трондьемитовых, банатитовых, монцонитовых, нордмаркитовых, адамеллитовых, грейзеновых, щелочно-гранитовых, граносиенитовых, ультращелочных фельдшпатоидных, щелочно-ультраосновных плутонических комплексов и кимберлитовых ассоциаций пород.

Мелкомасштабные геологические карты, составленные на основе дешифрирования дистанционных данных, будут более объективными, точными, детальными, чем существующие карты. Они дадут материал для составления новых карт: тектонических и неотектонических, металлоносных концентрических структур, металлогенических. Наличие новых карт позволит полнее и успешнее прогнозировать месторождения полезных ископаемых, даст новый важный материал, необходимый при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях, будет способствовать дальнейшему развитию теоретической геологии.

ПРИМЕНЕНИЕ МНОГОЗОНАЛЬНЫХ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ПРИ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Возможности использования многозональных изображений Земли, полученных со спутника «Ландсэт-1», их информативность в разных спектральных диапазонах уже обсуждались нами [Панин, Скобелев, 1976; Геологическое..., 1978]. Сейчас накопился новый и более полный материал, основанный на дешифрировании снимков, сделанных многозональными фотокамерами МКФ-6 с космического корабля «Союз-22» и МКФ-6М с орбитальной станции «Салют-6». Ниже рассматриваются особенности применения этих многозональных снимков на примере тестового участка, охватывающего западную и центральную части Памиро-Тяньшаньского сближения — Памиро-Алай (рис. 12, 13).

Северная граница участка проходит по зоне Южно-Ферганского разлома, отделяющего новейший (N—Q) свод Алайского хребта от Ферганской впадины и маркируется крупными конусами выноса. Южная граница проходит южнее зоны Северо-Памирского надвига.

Центральную часть снимка занимает Алайский хребет, который на юге сопрягается с Алайской долиной — межгорной впадиной, разделяющей новейшие мегасводы Тянь-Шаня и Памира. Река Кызылсу, смещенная на востоке, в широкой части Алайской долины, к северу, западнее пропиливает себе каньонообразное русло (до 500 м шириной) на краях сводов Памира и Тянь-Шаня и служит их естественным разделом. Считается, что в этой части пространственно совмещаются зоны Южно-Тяньшаньского и Вахшского так называемых глубинных, или краевых, разломов. Последний обычно считают надвигом.

Сложенные разнообразными породами, в основном палеозойского возраста, относящимися к классу геосинклинальной формации, Северный Памир и Южный Тянь-Шань образуют складчатые сооружения, которые имеют общие черты строения [Мушкетов, 1915; Наливкин, 1926; Марковский, 1935; Губин, 1960].

На снимке изображена та часть Памиро-Алая, для которой наиболее характерны карбонатно-глинистые толщи силура — девона (для Алая) и карбона — перми (для Памира). В меньшей степени развиты вулканогенно-терригенные и вулканогенные породы карбона — перми (по периферии Алая и отчасти в центре) и вулканогенно-терригенные триас-юрские толщи (по северному краю Памира). Различимые на снимках интрузивные массивы на южном борту Алая представляют собой субвулканические линзовид-

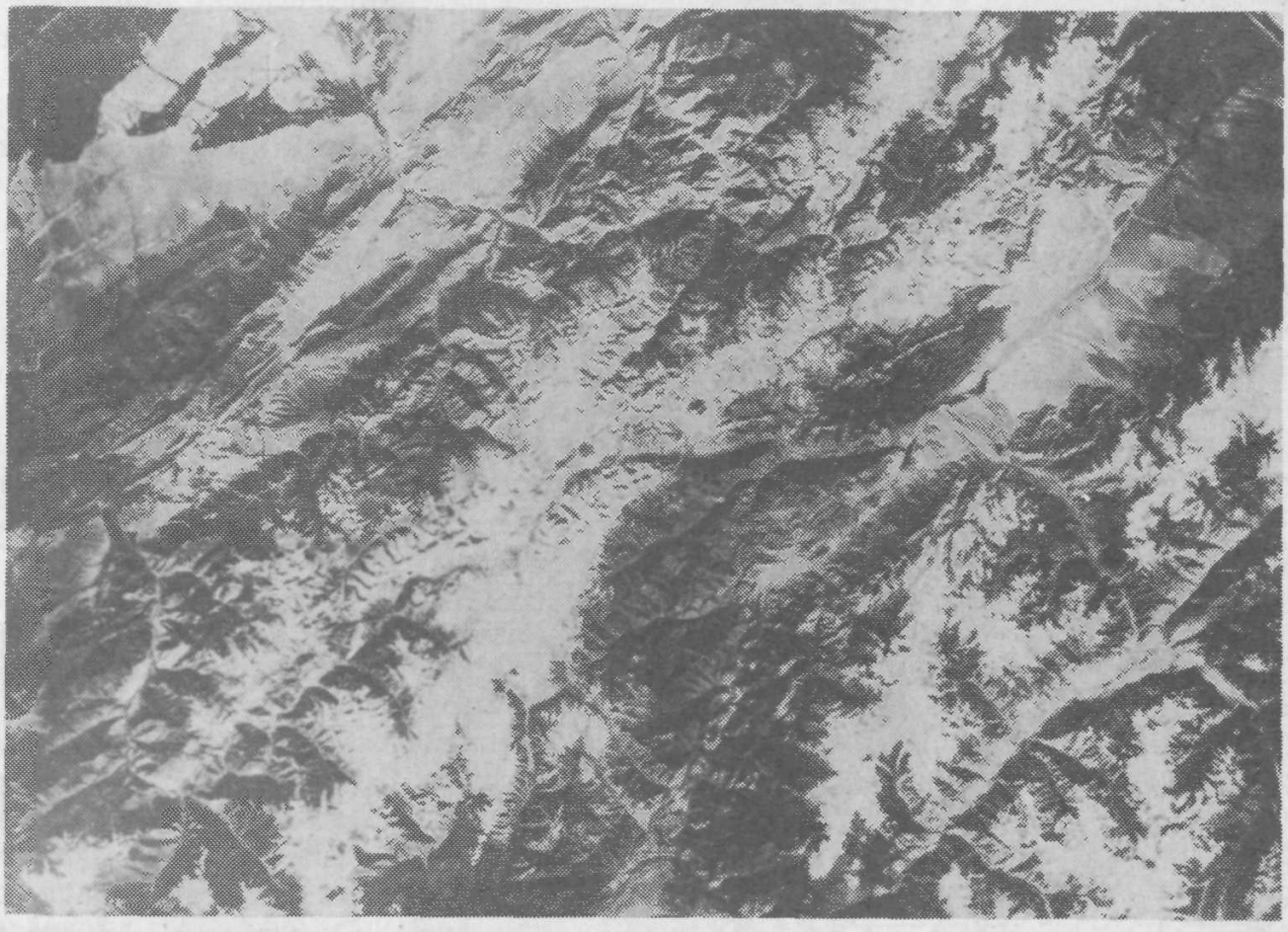


Рис. 12. Фотоснимок Памиро-Алая, сделанный камерой МКФ-6 с космического корабля «Союз-22»
В верхнем левом углу — конусы выноса в долине р. Сох, в верхнем правом — Алайская долина

ные тела позднего палеозоя. Шарьяжные пластины составляют основной элемент структуры Памиро-Алая. Собранные в пакеты пластин, они образуют каркас новейшей структуры — складки основания [Шульц, 1948], в соответствии с которыми деформируется мезозойско-кайнозойский покров. Палеозойские своды Памира и Алая разделены полосой деформированных в альпинотипную структуру мезозойско-кайнозойских, исключительно осадочных пород, слагающих Заалайский хребет — внешнюю фронтальную часть Северного Памира. На эту структуру по Северо-Памирскому надвигу надвинуты палеозойские толщи Памирского свода, который перед своим фронтом сминает толщи мезозоя—кайнозоя, надвигая их по Вахшскому надвигу [Губин, 1960] на отложения предтяньшаньского борта Алайской долины.

Для сравнения информативности использовались цветные (синтезированные из трех) и черно-белые отпечатки снимков в шести диапазонах, увеличенные по сравнению с оригиналом в 2, 4 и 6 раз.

Литологическая контрастность различных по возрасту комплексов пород наряду с их значительной (до 200—500 м) мощностью позволяет достаточно уверенно различать их на космических снимках [Трифонов и др., 1973; Геологическое..., 1978], выделять внутри комплексов маркирующие горизонты и посредством этого достаточно уверенно расшифровывать геологическую структуру.

На синтезированных изображениях отчетливо выделяются комплексы пород с разной цветовой гаммой. Цвето-тоновая характеристика нижнемеловых красноцветов, обнаруженных вдоль южного подножия Алайского хребта (так называемый гиссарский тип отложений), на снимках практически не отличается ни от карбонатно-глинистых толщ верхнего мела—палеогена, ни от четвертичных образований (в том числе лёссов и лёссовидных суглинков), мелкоземы которых заведомо обогащены карбонатным материалом, поскольку непосредственно связаны с разрушением исходного комплекса пород. В то же время «гиссарская фация» красноцветов резко отличается от одновозрастных «внешнепамирских» образований [Губин, 1960], для которых исходными были в первую очередь породы вулканогенно-осадочных красноцветных толщ мынтекинской и сорбулакской серий (T—J)] [Борнеман, Овчинников, 1936]. При этом вблизи карбонатно-глинистых палеозойских толщ Северного Памира наблюдается заметное посветление в окраске нижнемеловых красноцветов «внешнепамирского» типа (см. рис. 12). Космические снимки в данном случае подтверждают резкое фациальное различие молассовых толщ

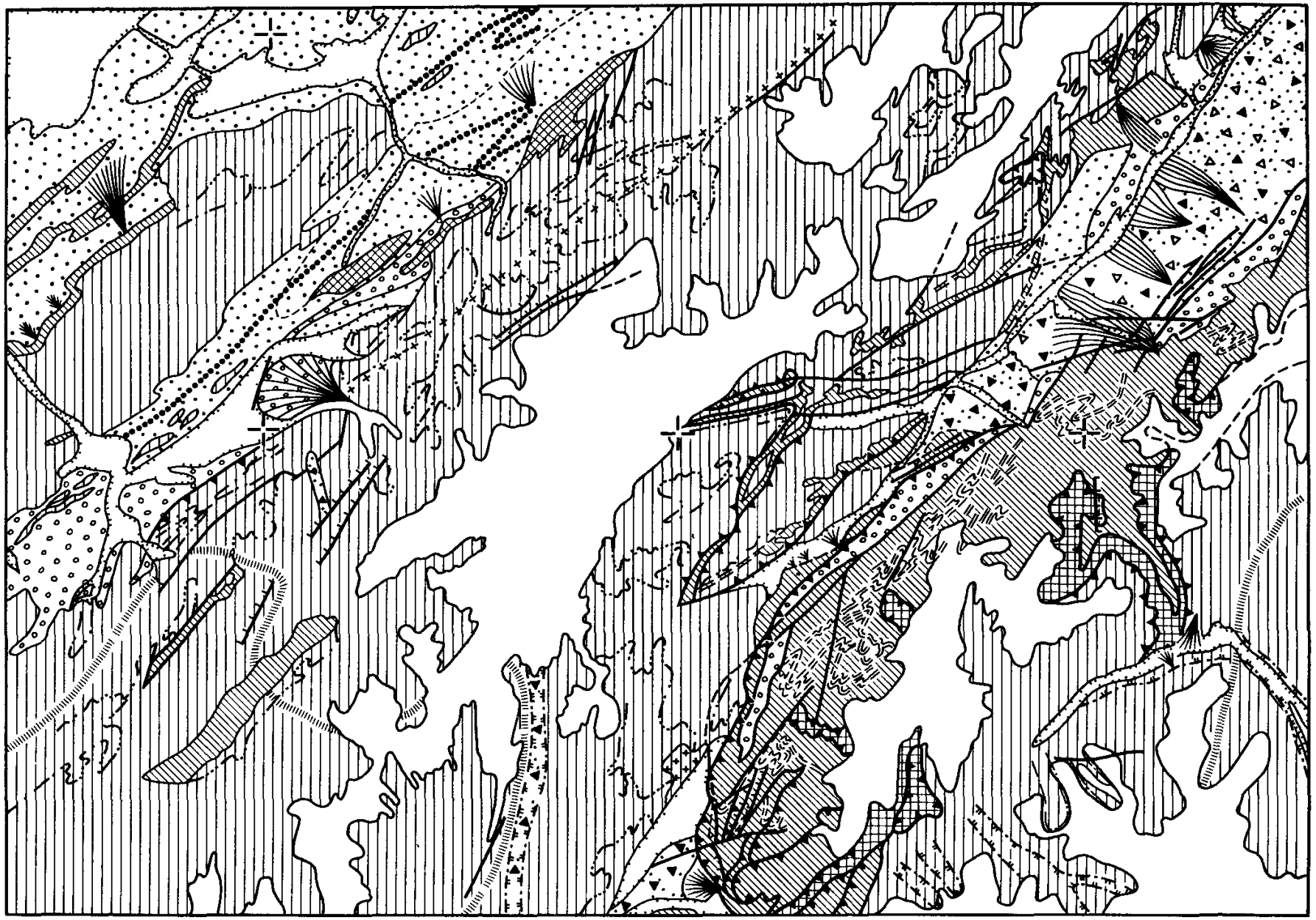


Рис 13 Схема дешифрирования снимка

1 — снег и облака, *2, 3* — плейстоцен-голоценовые образования *2* — аллювиально-пролювиальные, *3* — преимущественно пролювиальные, *4* — моренные толщи среднеплейстоценового оледенения, *5* — пролювиально-делювиальные и лёссовые толщи среднего плейстоцена, *6* — неоген четвертичные конгломераты бактрийского (N_2—Q) комплекса, *7* — мелпалеогеновые образования, *8* — вулканогенно-терригенные толщи «мынтгекинской свиты» (P — J), *9* — палеозойские (PZ_2) образования миогеосинклинального (карбонатно-терригенного) ряда, *10* — позднепалеозойские (PZ_3) вулканогенно терригенные образования, *11* — гранитоиды позднепалеозойского возраста, *12* — геологические границы, *13, 14* — фотомаркирующие горизонты разновозрастных толщ, *15* — разломы с неустановленным характером перемещения, *16* — сбросы, *17* — надвиги, *18* — троговые долины, *19* — пролювиальные конусы выноса, *20—22* — комплексы палеозойских отложений с различной окраской толщ, соответствующих различным формационным типам отложений

«гиссарского» и «внешнепамирского» типов, т е резкое различие и разобщенность источников сноса

Более метаморфизованные породы мезозоя — кайнозоя северной окраины Памира по окраске на снимке ближе к палеозойским вулканогенным и метаморфическим толщам Алайского хребта и Северного Памира, чем к одновозрастным образованиям в южных предгорьях Алая Гранитоидные интрузии позднего палеозоя на склонах Алайского хребта практически идентичны по цвету нижнемеловым песчаникам в Заалайском хребте. Карбонатно-глинистые и терригенные образования миогеосинклинального ряда содержат мощные карбонатные толщи, рассеянные примеси карбонатного материала и поэтому имеют более светлую окраску. Весьма характерно, что обогащенные карбонатами делювиальные плащи подчеркивают различие между существенно глинистыми и существенно карбонатными пачками Наконец, образования финальной серии геосинклинальных толщ с кислыми гранитоидными интрузиями и субаэральным вулканизмом, в основном средним и кислым, имеют, как правило, более интенсивные темные красноватые тона, чем молассовые толщи

Это различие обусловлено разной степенью окисленности железа, входящего в состав мелкоземов грубообломочных осадочных вулканогенно-осадочных образований, а также в глинистые породы [Наливкин, 1956] Мало измененные закисные и окисные формы железа придают породам темные оттенки, тогда как многократно переотложенное и осажденное в водной среде лимонитизированное железо придает им светлую (на синтезированных в красных цветах снимках желтоватую) окраску Это отчетливо проявляется в выведенных на дневную поверхность и образующих одни и те же элементы рельефа палеозойских образованиях Памира и Тянь-Шаня Не меньшую роль в цвето-тоновой характеристике дешифрируемых комплексов играет и примесь карбонатного материала, как правило рассеянного в массе глинистых пород или входящего в состав мелкоземов осадочных груботерригенных разностей

Слоистые толщи, кроме того, приобретают осредненную окраску за счет делювиальных плащей из наиболее легко разрушаемых пород (например, серых сланцев) Если мощности различных по цвету и прочности пород значительно (в 2—3 раза) превышают разрешение снимка, то в условно-цветных и черно-белых изображениях они дешифрируются по особенностям цвета и микрорельефа Делювиальные плащи, по-разному смещенные в зависимости от микрорельефа, в деталях могут искажать изображение геологических границ, что, однако, не мешает выявлению основных черт геологической структуры Так, различные по цвету геологические образования приводораздельной части Заалайского хребта отождествляются с покровными пластинами нижнемеловых красноцветных песчаников, залегающих на верхнемеловых темно-серых глинисто-карбонатных толщах

Наибольший эффект синтезированные крупномасштабные космические снимки МКФ-6 дают при изучении современной структуры, позволяя решить достаточно сложные задачи В этом случае благодаря своей обзорности снимки выступают как новый высокоэффективный вид информации о напряженной альпинотипной складчато-разрывной структуре и глубоко расчлененном рельефе

В западной части Заалайского хребта на снимках отчетливо видно, как белые (палеоген — верхний мел) и темно-красные (нижний мел) контрастные толщи образуют систему складок и разрывных дислокаций В этой системе гипсоносные толщи приурочены к сильно пережатым синклинальным частям структуры (на снимках видны переходы от нормально залегающих верхнемеловых—палеогеновых карбонатно-глинистых гипсоносных толщ в зоны тектонического дробления) Нижнемеловые толщи песчаников, слагающие деформированные антиклинали, надвинуты вдоль оси к северу на смежные синклинали Нижнемеловые песчаники нередко образуют бескорневые пластины, как бы плавающие на верхнемеловых—палеогеновых отложениях Предполагалось [Губин, 1960, Захаров, 1970], что гипсовые тела зоны Вахшского надвига представляют собой диапиры тыловой зоны растяжений пластин, выжатые по надвиговым плоскостям, которые фиксируют предположительно юрскую галогенно-глинистую толщу, служащую основой для скольжения пластин и пакетов нижнемеловых песчаников Метасоматическое замещение карбонатов гипсами и насыщение пород растворами гипса и соли были достаточно изучены в Таджикской депрессии Н Ф. Ломоносовым [1971]

Описанные в геологической литературе как две дихотомирующие складки [Григорьев, 1949, Поршняков, 1973], выполненные отложениями мезозоя — кайнозоя, эти структуры четко прослеживаются на снимках южных склонов Алайского хребта, а их рисунок определяется сочетанием рельефа с надвигами толщ палеозоя на мезозойско-кайнозой-

ские. Структуры представляют собой эрозионно расчлененные надвиговые пластины, в которых сорванные своды антиклиналей, сложенные породами палеозоя, перекрывают синклинали, выполненные мезозойскими толщами.

Если элементы стратифицированных толщ распознаются на снимках достаточно отчетливо, то выявление интрузивных массивов вызывает значительное затруднение. Например, субвулканические линзовидные тела щелочных гранитоидов южного склона Алайского хребта имеют сравнительно небольшие размеры, что при наличии относительно изометричной (чаще в виде вытянутых брахител) «слоистости», обусловленной точечно-полосчатым рисунком микрорельефа, делает их мало отличимыми от тектонических структур. На наш взгляд, такой рисунок свидетельствует о динамометаморфической природе или по крайней мере о переработке подобных гранитоидных массивов. Эффузивно-вулканогенные толщи имеют сходный микрорельеф, но полосчатость приобретает значительную линейную вытянутость.

По-видимому, для картирования гранитоидных массивов и метаморфических сланцев большое значение имеют различия увлажненности залегающих на них рыхлых отложений и растительного покрова, которые существенно проявляются лишь в летний период. Поэтому для картирования интрузивных массивов и других геологических образований. индикатором которых служит почвенно-растительный покров, оптимальным в аридных областях типа Средней Азии будет такой подбор космических изображений, при котором обеспечивается наибольший контраст почвенно-растительных сообществ, т. е. комплекс летних снимков.

Высокое разрешение снимков, полученных с помощью камеры МКФ-6, позволяет уверенно выделять специфические морфогенетические образования разного возраста: ледниковые, аллювиальные, пролювиальные и другие в четвертичных отложениях; позднечетвертичные нарушения, в том числе и сейсмоактивные; структурные элементы мезозойско-кайнозойских толщ, перекрытых мощным (до 100—200 м) чехлом рыхлых четвертичных образований. По существу, это новая область применения космических снимков— изучение современных геологических процессов как основа для некоторых методов поисков месторождений полезных ископаемых и инженерно-геологических изысканий

На западном окончании Заалайского хребта и несколько западнее, в восточной части хребта Петра Первого, отчетливо выделяются оползневые тела, длина которых составляет несколько десятков километров, а ширина — километры — первые десятки километров. Все эти тела приурочены к фронту надвигов или шарьяжных пластин и имеют ярко выраженное смещение в сторону молодых (четвертичных) впадин, заполненных среднеплейстоценовыми отложениями. При полевых исследованиях, проводимых с использованием аэрофотоснимков обычных масштабов или без снимков, как правило, фиксируются только более мелкие, осложняющие основное тело оползни и ступени.

Обратимся теперь к относительной геологической информативности снимков МКФ-6 в различных спектральных диапазонах. Выполненные исследования подтверждают основные закономерности отражения геологических объектов орогенических областей, выявленные на сканерных изображениях, полученных со спутника «Ландсэт-1» в различных зонах спектра [Панин, Скобелев, 1976]. Вместе с тем обнаружен ряд новых особенностей.

Наименьший объем геологической информации, на наш взгляд, содержится в диапазоне 460 — 520 нм. В этом диапазоне выделяются коренные образования (темный тон) и плащ рыхлых четвертичных отложений с развитым на нем почвенно-растительным покровом. Светлым, почти белым тоном отличаются эти образования, приуроченные к речным долинам и перигляциальным областям. На равнинных участках четвертичные образования не дифференцируются по морфогенетическим типам и характеризуются таким же темным тоном, как и коренные породы горного сооружения.

На изображениях в диапазоне 520—560 нм четвертичные образования начинают дифференцироваться по литологии как в горных районах, так и на прилегающей равнине. Выделяются слабо дислоцированные коренные образования с различной увлажненностью. В следующей зоне спектра (640—680 нм) дифференциация литологических разностей четвертичных отложений усиливается. Выделяются морфогенетические типы аккумулятивного рельефа. Улучшается выраженность разных по водонасыщенности пластов коренных пород, четче обозначаются литологические разности коренных образований в горной части района.

Таким образом, снимки, сделанные в видимой части спектра, могут использоваться при инженерно-геологических, гидрогеологических и других поисковых работах, в которых важное значение имеет литологический состав образований на поверхности Земли.

В спектральной зоне 700—740 нм ландшафтный рисунок поверхности наименее дифференцирован. Четвертичные образования сохраняют относительно светлый тон изображения, а водотоки рек и обильно увлажненные аллювиальные отложения становятся темными. Основная информация снимков относится к крупным морфоструктурным элементам рельефа, которые отражают глубинное строение территории. Поэтому снимки в этом спектральном диапазоне целесообразно использовать при различных неотектонических и тектонических исследованиях, при сейсмотектоническом районировании территории и т. п.

На снимках в диапазоне 790—890 нм отчетливо выражены микро- и мезоформы рельефа, геологическое строение горных равнинных участков. По информативности эти снимки близки к цветному изображению и содержат некую суммарную геологическую информацию о регионе. Более низкое разрешение, чем в видимой зоне 600—700 нм, делает их несколько менее удобными для работы в масштабах крупнее 1 : 500 000.

Таким образом, снимки в разных спектральных диапазонах несут специфическую геологическую информацию. Сопоставление этой информации и получаемой с синтезированных условно-цветных или кодированных черно-белых изображений показывает, что суммарная информация, содержащаяся в синтезированном изображении, не равна сумме информаций с разноспектральных снимков. В общем спектрозональное синтезированное изображение создает некоторое преимущество в передаче и визуальном восприятии геологических объектов. Наиболее пригодны для обработки синтезированные снимки с цветопередачей, близкой к естественным цветам природных образований.

Специфика передачи геологической информации снимками разных спектральных диапазонов, их высокая разрешающая способность делают материалы космических съемок типа полученных со станции «Союз-22» незаменимым источником геологической информации при геологосъемочных, геологопоисковых работах, а также при неотектонических и сейсмотектонических исследованиях. Применение этих материалов может также повысить эффективность интерпретации геофизических данных. Особенность фотоснимков с «Союза-22» — возможность дешифрирования активных разломов, сложно дислоцированных отложений, комплексов измененных пород и гранитоидов.

Сделанные выше выводы и рекомендации справедливы не только для Памиро-Алая, но и для других орогенических областей. Космофотоснимки, сделанные с помощью камеры МКФ-6, позволяют выделять и изучать там множество разнообразных геологических объектов. Эти снимки могут быть рекомендованы в качестве основы для геологических исследований и разноцелевого картирования в геологии, для поисков месторождений полезных ископаемых, при изучении геоморфологии и современных геологических процессов в масштабах от 1 : 1 000 000 до 1 : 200 000.

Особое значение приобретают многозональные космические снимки при проведении поисковых работ на минеральное сырье. Они позволяют выявить структурную приуроченность тех или иных рудопроявлений, ограничить участки металлометрического опробования, геохимических поисков, валунного и шлихового опробования.

Известно, что месторождения минерального сырья приурочены к определенным типам осадочных или вулкано-плутонических формаций, слагающих крупные тектонические структуры земной коры. Они локализуются в более тесные парагенезисы с определенными ассоциациями горных пород, конкретными структурами (например, с гранитоидными массивами или массивами ультраосновных интрузий с характерными дайковыми комплексами, зонами контактовых изменений и т. п.) [Смирнов, 1969]. Цветовые отличия горных пород, зависящие от содержания литофильных элементов, проявляются на синтезированных изображениях в оттенках цветового тона, характеризующего формационный тип пород в целом. Использовать цветовые отличия выгоднее, чем оттенки черно-белого изображения, так как они на порядок лучше различаются глазом [Космическая..., 1975].

В районах, где горные породы в большей мере перекрыты почвенно-растительным покровом различной мощности, например в горно-таежных и степных, многозональная съемка приобретает еще большее значение. Изображения в инфракрасных диапазонах способны передавать различное состояние растительного покрова [Космическая..., 1975; Космическая..., 1979]. Поэтому синтезирование условно-цветных изображений из инфракрасного и других диапазонов позволяет выделить участки, например, с угнетенной растительностью, на которых геоботанические поиски должны проводиться с металлометрическим и геохимическим опробованием, позволяющим локализовать участки с повышенным содержанием микроэлементов в почвах.

На многозональных снимках, как было показано выше, уверенно определяются генерации четвертичных образований, их генезис и источники сноса, что позволяет более точно проводить поиски россыпных месторождений.

ВЫЯВЛЕНИЕ И КАРТИРОВАНИЕ МАССИВОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД И ИХ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ДИАГНОСТИКА

Космические съемки дают обширный материал для изучения плутонических массивов фанерозойских складчатых областей и складчатых сооружений позднего докембрия. Менее отчетливо выявляются плутонические массивы в щитах древних платформ, где породы испытали воздействие высоких давлений и температур. Плутонические формации существенно по-разному выглядят на космических снимках, снятых в различных спектральных диапазонах, в разное время дня и года, в разных погодных условиях. Наиболее четко их границы видны обычно на снимках, выполненных в спектральных диапазонах 0,6—0,7 и 0,7—0,8 мкм.

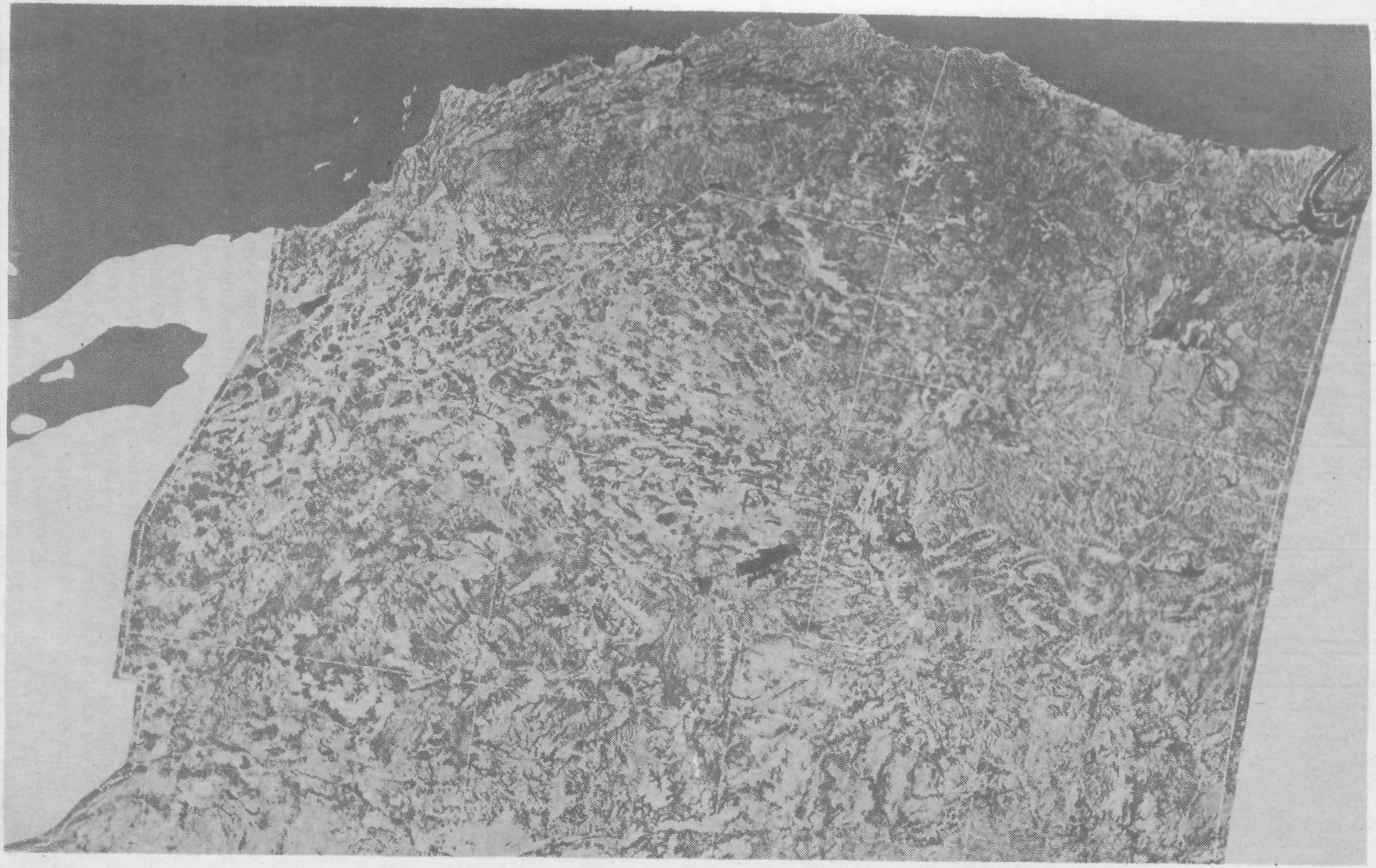
Тональность, характеризующая плутонические массивы на космических снимках, чаще всего отражает не цвет горных пород, которые их слагают, а цвет приповерхностно измененных пород, кор выветривания, грунтов, почв, растительных сообществ, маркирующих эти массивы. Поэтому нередко площади распространения меланократовых пород основного и ультраосновного состава, почти не покрытые растительностью, выглядят на космических снимках и космофотомонтажах значительно более светлыми, чем площади широкого развития гранитоидных формаций. Это характерно, в частности, для космофотосхемы западных районов США, где области развития францисканского комплекса офиолитов, голубых и зеленых сланцев, граувакк, меланжа и олистостромов резко отличаются своим более светлым фототоном от расположенных восточнее районов Каскадных гор и Сьерра-Невады, выделяющихся на сканерных космических снимках со спутников «Ландсэт» более темным фототоном (рис. 14). Поэтому при первичной диагностике возможного состава плутонических массивов по данным космических съемок более важную информацию дает, как правило, изучение формы выходов плутонических массивов на земную поверхность, а цвет и фототон несут дополнительную, хотя и существенную информацию.

Форма тел плутонических массивов и вулкано-плутонических комплексов тесно связана с кристаллизацией вещества плутонов, с геодинамическими условиями их внедрения и испытанными ими тектоническими деформациями, с формой среза тела плутона, с его морфологическим выражением в рельефе и степенью обнаженности. По соотношению границ плутонов с дислокациями вмещающих пород и по степени дислоцированности тел плутонов среди массивов плутонических пород можно выделять доскладчатые, синкинематические и посткинематические плутоны. Особую группу представляют взрывные комплексы, формирование которых может быть результатом как экзогенного воздействия (падение метеорита, термоядерный взрыв), так и эндогенных процессов (трубки взрыва, эруптивные вулкано-плутонические структуры, дегазационные взрывные структуры). Для понимания геологического строения складчатых областей чрезвычайно важна информация о сутурных швах складчатых областей, сложенных офиолитовыми и зеленосланцевыми формациями и нередко обрамляемых олистостромовыми комплексами. Как правило, сутурные швы хорошо дешифрируются на локальных и детальных космических снимках, причем оказывается возможным значительно более точно, чем это сделано на существующих геологических картах, проследить выходы на поверхность и определить структурное положение корневых и бескорневых офиолитовых аллохтонных пластин, чешуй и блоков в разрезах складчатых поясов.

Для первичной диагностики плутонических массивов, дешифрируемых на космических снимках, необходимо использование объективного описательно-морфологического подхода. Особенно это касается массивов гранитоидных пород и массивов, о которых исследователь не имеет прямой геологической и петрохимической информации. Внедрившиеся плутоны резко различны по своей морфологии. Их изображения на снимках по форме можно разделить на три большие группы — концентрические, брахиформно-удлиненные и линейные массивы. В каждой группе для удобства морфологической диагностики нами выделены три подгруппы, каждая из которых разделена на четыре морфологических типа. Последним даны самостоятельные названия, отражающие внешне сход-

Рис. 14. Космофотосхема западной части США, смонтированная из сканерных снимков, полученных в видимой красной части спектра в августе—октябре 1972 г.

Светлым фототоном отчетливо прослеживается пояс Береговых хребтов и примыкающих к ним с востока долин и депрессий. Он характеризуется широким развитием пород францисканского комплекса. Расположенные восточнее районы Каскадных гор и Сьерра-Невады выделяются темной полосой лесов, покрывающих приводораздельные части гор. Хребты сложены преимущественно вулканитами среднего состава и монцонитовыми гранитоидными плутонами.



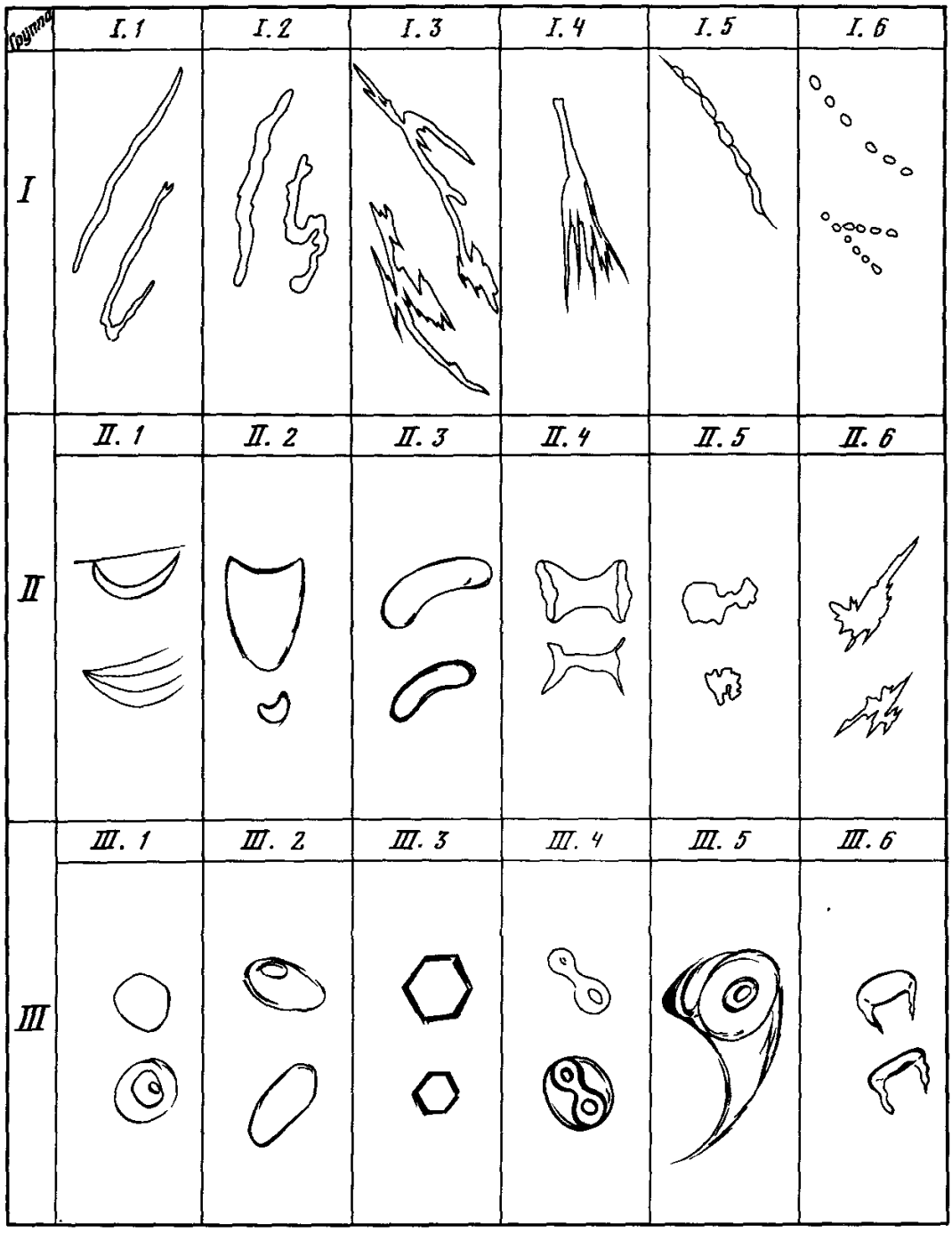


Рис. 15. Морфологические типы массивов гранитоидов (по данным дешифрирования космических снимков и мелкомасштабных аэрофотоснимков)

I — линейные плутоны: *I.1—I.4* — синкинематические массивы: *I.1* — «змея», *I.2* — «гусеница», *I.3* — «дракон», *I.4* — «корень», *I.5—I.8* — посткинематические массивы зон проплавления и раздува: *I.5* — «стручок», *I.6* — «бусы», *I.7* — «четки», *I.8* — «ожерелье», *I.9—I.12* — посткинематические щелевые структуры заполнения: *I.9* — «игла», *I.10* — «стрела», *I.11* — «топор», *I.12* — «клин».

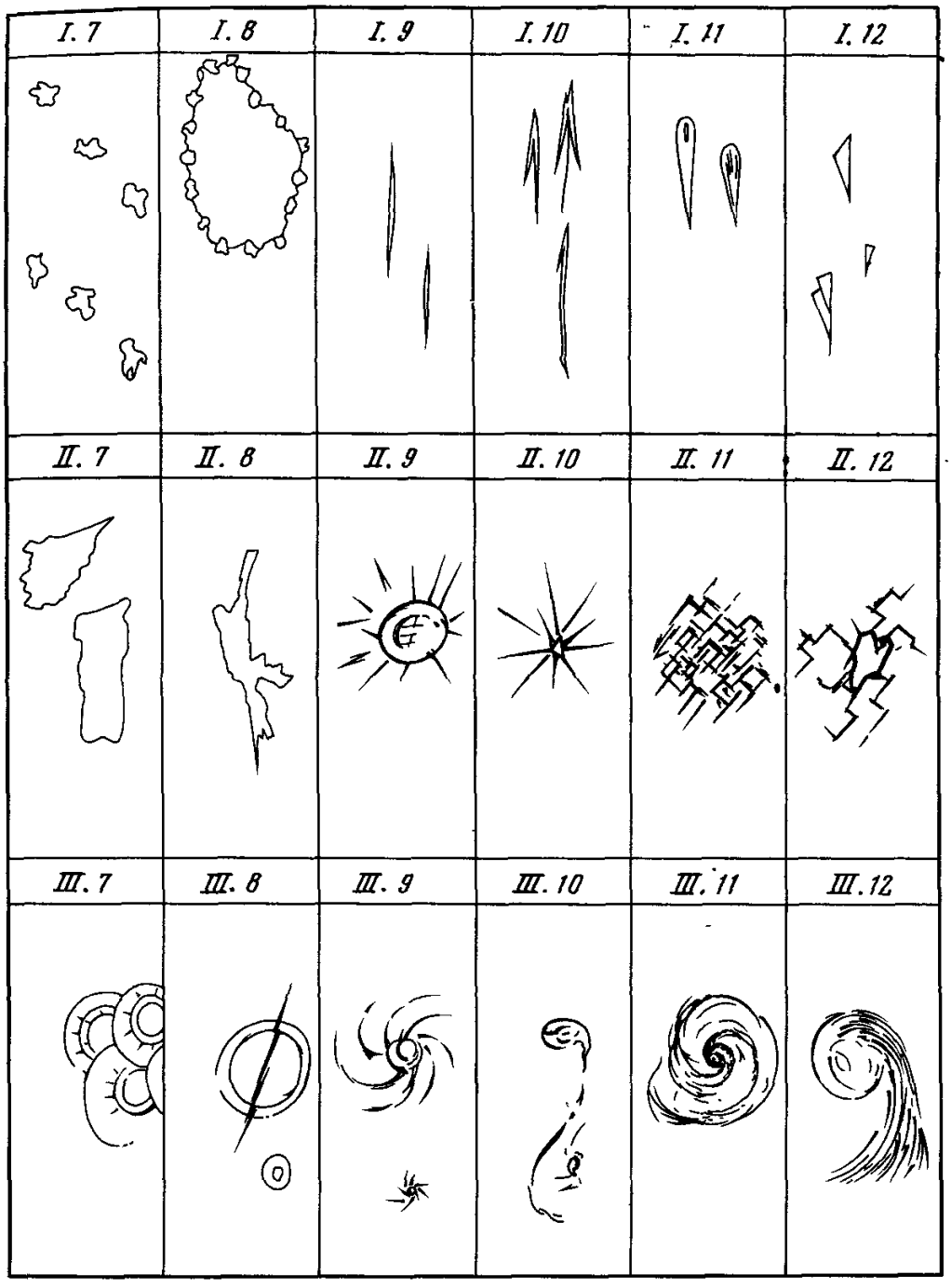
II брахиформные плутоны: *II.1—II.4* — массивы заполнения (конформные): *II.1* — «лук», *II.2* —

ство облика плутонов на космических снимках с предметами, животными или геометрическими фигурами.

В группе линейных плутонов (*I*) выделены подгруппа синкинематических массивов — «змея», «корень», «дракон», «гусеница» (см. рис. 15, *I.1—I.4*), подгруппа посткинематических массивов зон раздува и зон проплавления литосферы над «горячими точками» геологического прошлого — «стручок», «бусы», «четки», «ожерелье» (*I.5—I.8*), подгруппа посткинематических щелевых структур заполнения — «игла», «стрела», «топор», «клин» (*I.9—I.12*).

Группа брахиформных плутонов (*II*) состоит из подгруппы массивов заполнения (конформных) — «лук», «щит», «бумеранг», «седло» (см. рис. 15, *II.1—II.4*), массивов проплавления (дисконформных) — «амеба», «клякса», «мешок», «пень» (*II.5—II.8*), массивов зон взрыва и раздвига — «труба», «звезда», «лабиринт», «паук» (*II.9—II.12*).

В группе концентрических структур (*III*) выделяются подгруппа сводовых поднятий, включающая морфологические типы «круг», «овал», «шестигранник» и «восьмерка» (рис. 15, *III.1—III.4*), подгруппа массивов депрессионных структур — «кубок», «медуза», «тарелка», «кольцо» (*III.5—III.8*) и подгруппа массивов вихревых структур — «вихрь», «источник», «воронка», «конский хвост» (*III.9—III.12*).



«щит», *II.3* — «бумеранг», *II.4* — «седло»; *II.5—II.8* — массивы проплавления (дисконформные): *II.5* — «амеба», *II.6* — «клякса», *II.7* — «мешок», *II.8* — «пень»; *II.9—II.12* — массивы зон взрыва и раздвига: *II.9* — «труба», *II.10* — «звезда», *II.11* — «лабиринт», *II.12* — «паук».

III — концентрические и изометрические плутоны: *III.1—III.4* — массивы сводовых поднятий: *III.1* — «круг», *III.2* — «овал», *III.3* — «шестигранник», *III.4* — «восьмерка»; *III.5—III.8* — массивы изометрических депрессий: *III.5* — «кубок», *III.6* — «медуза», *III.7* — «тарелка», *III.8* — «кольцо»; *III.9—III.12* — массивы вихревых структур: *III.9* — «вихрь», *III.10* — «источник», *III.11* — «воронка», *III.12* — «конский хвост».

Многие из выделенных морфологических типов массивов характерны для определенных петрогенетических типов плутонических формаций со своей специфической металлогенией. На космических снимках хорошо прослеживаются сутурные зоны складчатых поясов и формационные комплексы субдукционных зон геологического прошлого. Направление первоначального наклона субдукционных зон фиксируется закономерным изменением состава и форм гранитоидных массивов: от вытянутых удлиненных форм плагиогранитных альбититовых массивов («змея», «дракон»), через черве- и бумерангообразные формы тоналитовых комплексов, приплюснутые амебообразные формы адамеллитовых массивов к трубчатым, строго овальным и концентрическим формам тел щелочных гранитоидов. Дешифрируемые на космических снимках формы тел гранитных плутонов позволяют делать предварительные прогнозы не только о химизме, но и о металлогенической специфике массивов. Так, в Кызылкумах к районам развития на поверхности или на небольшой глубине адамеллитовых массивов (тип «амеба», рис. 16) иногда приурочено золотое оруденение, локализующееся в черносланцевой формации «пестрого бесапана», тогда как тоналитовые массивы (например, Бокалинский массив гор Букантау, тип «бумеранг», рис. 17) в этом отношении стерильны. Медно-порфировое и медно-полиметаллическое оруденение связано обычно с гипабиссальными плутонами монцони-



Рис. 16. Мелкомасштабный высотный аэрофотоснимок центральной части гор Ауминзатау (Юго-Западные Кызылкумы)

Сложно изрезанная неправильная удлиненно-приплюснутая форма массива Ауминза в западной части горной гряды (тип «амеба») характерна для адамеллитовых массивов гранитоидов



Рис. 17. Мелкомасштабный высотный аэрофотоснимок северной части гор Букантау севернее известняковой гряды Ирлир (Центральные Кызылкумы)

Удлиненная бумерангообразная, слегка изогнутая форма Бокалинского тоналитового массива с правильными овально изгибающимися очертаниями характерна для многих тоналитовых массивов складчатых областей, обычно стерильных в отношении рудной минерализации, трассирующих зоны крупных и протяженных тектонических швов



Рис. 18. Космический снимок Кольского полуострова, полученный со спутника «Метеор-30» 16 августа 1980 г. в красной части спектра

В центральной части полуострова четко прослеживаются концентрические массивы апатитоносных нефелиновых сиенитов Хибинских гор и широтно ориентированная цепочка овально-концентрических массивов щелочных гранитоидов — возможный след проплавления континентальной литосферы Балтийского щита при ее прохождении над «горячей точкой» — восходящей в геологическом прошлом струей дифференциатов мантийного вещества

тового и сиенито-диоритового состава. С массивами такого типа, легко распознаваемыми на космических снимках (морфологические типы «гусеница», «корень», «дракон»), связаны крупнейшие медно-порфировые месторождения Чили, Перу, США, Мексики (Чукикамата, Эль-Теньенте, Эль-Сальвадор, Бингем), месторождения Малазийского медно-порфирового пояса на Филиппинах. К тому же типу относятся и многие месторождения СССР, в частности Алмалыкского рудного района Срединного Тянь-Шаня (Кальмакыр), Центрального Казахстана (Бощекуль, Коксей), Закавказья (Каджарак, Агарак).

Тип «амеба» характерен также для золотоносных адамеллитов Франции и запада США. Для типов «бусы», «четки» характерно заполнение лейкократовыми гранитоидами с оловорудной минерализацией (массивы Рудных гор, колымские, буреинские, сихотэалинские массивы, массивы Нигерии).

Особый интерес представляет тип «стручок», который часто фиксирует на снимках массивы апатитоносных нефелиновых сиенитов и щелочных гранитоидов (иногда с медно-никелевым оруденением). Эти концентрические массивы проплавления, протягивающиеся в виде закономерно ориентированных цепочек на Кольском полуострове (рис. 18), в районе Ветреного пояса Беломорья, в Финляндии, Швеции, Норвегии, а также в Южной Африке (провинция Карру, массив Инсизва), возможно, формируются в результате проплавления континентальной литосферы восходящими струями дифференциатов мантийного вещества, а их размещение маркирует направления перемещений литосферных плит над «горячими точками» мантии в геологическом прошлом.

Тип «мешок» характерен для тел сиенито-диоритов и их лейкократовых дериватов с развитием скарнового и грейзенового вольфрамового и молибден-вольфрамового оруденения (Срединный Тянь-Шань, Зирабулакские горы, Центральный Казахстан). Тип «труба» типичен для высокофтористых литиевых щелочных гранитоидов, часто с редкоземельным и тантало-ниобиевым оруденением.

Легко опознаются на космических снимках и офиолитовые комплексы различных металлогенических типов: 1) платиноносные формации, образующие своеобразные изометрические структуры, напоминающие на снимках груды перевернутых битых тарелок; 2) пластинообразные тела альпинотипных офиолитовых разрезов с хромитами в ненарушенных нижних гипербазитовых частях, с никеленосными корами выветривания на серпентинитах, с ванадием и титаном в клинопироксенит-габбровых частях разрезов; 3) мусорные зоны меланжа и олистостромовых комплексов, фиксирующие на космических и аэрофотоснимках границы между главными тектоническими единицами складчатых областей.

Изложенное показывает, что использование космических снимков для морфологической диагностики плутонических массивов дает геологам информацию, во многих случаях более объективную, чем информация существующих геологических и формационных карт. Она может и должна широко использоваться при любых петрологических и прогнозно-металлогенических исследованиях.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ НА ПРИМЕРЕ АЛТАЯ

Дешифрирование космических изображений среднего разрешения со спутников «Метеор» позволило выделить на территории Алтая несколько кольцевых мегаструктур диаметром 225—250 км, внутри которых отчетливо проявляются концентрические линии меньшего диаметра. Две такие кольцевые мегаструктуры — Алейско-Синюшинская и Теректинская — располагаются в бассейнах рек Иртыш и Катунь на территории Рудного и Горного Алтая. Первая имеет несколько меньший диаметр и как бы наложена на вторую (рис. 19).

На черно-белых снимках внешние границы кольцевых структур выглядят размытыми зонами более светлого фототона шириной 10—25 км. Так же выделяются два линейных разлома северо-восточного простирания, обнаруженные ранее по морфоструктурным данным и косвенным геологическим признакам [Диденко, Кочнева, 1975]. Внутренние концентрические линии кольцевых мегастуктур выглядят более четкими узкими полосами, разделяющими полосы с разноориентированными малыми формами рельефа, а на отдельных участках подчеркиваются дуговыми отрезками долин рек. Для обеих мегаструктур характерна разомкнутость колец в западной части региона, где отчетливо видно, как внешние дуги мегаструктур ограничиваются долиной р. Иртыш (Иртышским глубинным разломом).

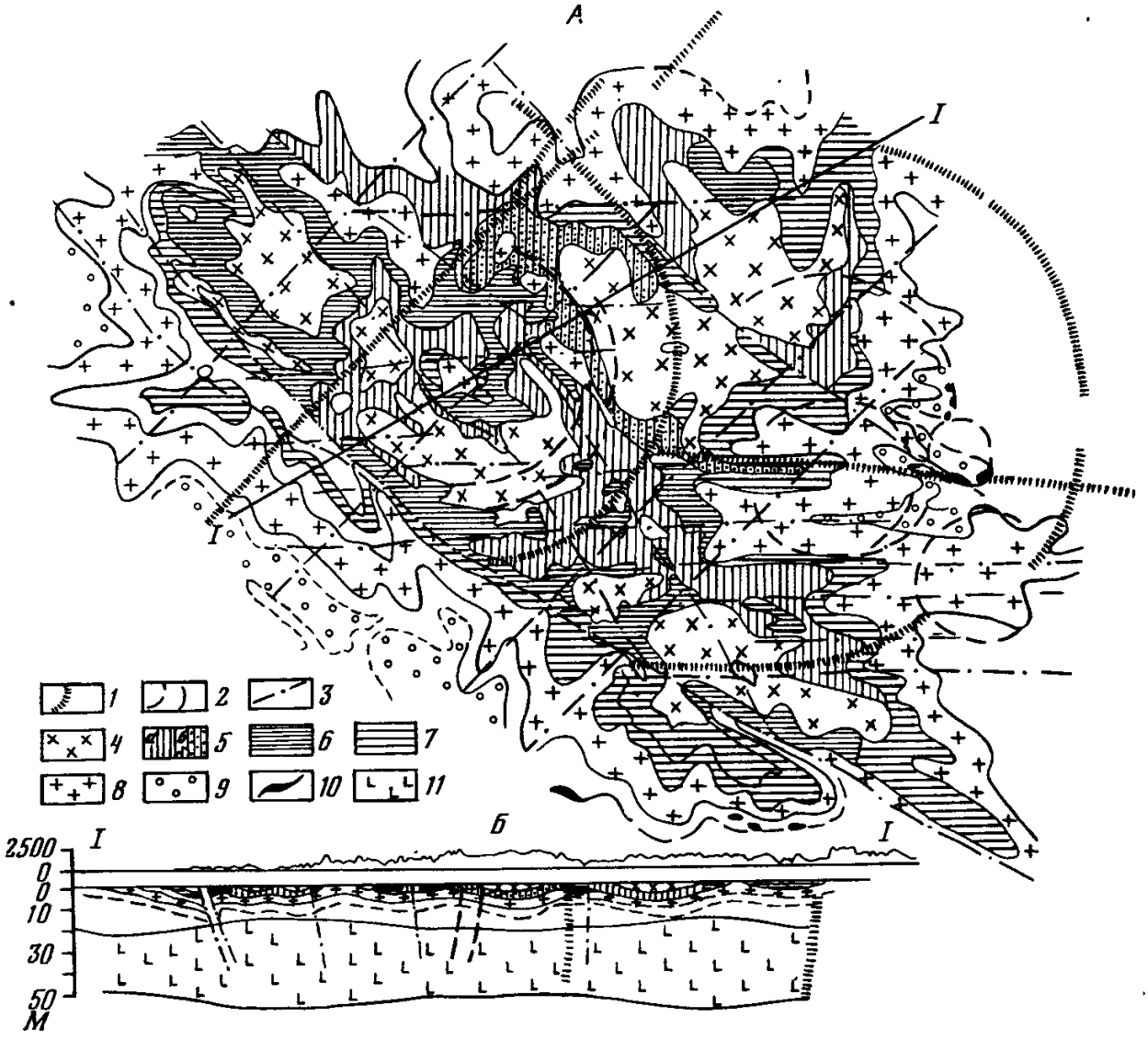


Рис. 19. Схема металлогенической (геохимической) зональности Юго-Западного Алтая с элементами кольцевых мегаструктур (*А*) и гипсометрический профиль и геохимический разрез по линии *I—I* (*Б*). Составил В. Д. Баранов

1, 2 — дуги кольцевых структур: *1* — внешние, *2* — внутренние; *3* — линейные разрывные нарушения по геологическим данным; *4* — терригенные, карбонатно-терригенные формации, гранитоиды, безрудные, иногда с полиметаллической и золоторудной минерализацией; *5—10* — металлогенические (геохимические) зоны и подзоны с минерализацией; *5* — медной (*а*) и медноколчеданной (*б*), *6* — медно-свинцово-цинковой, *7* — свинцово-цинковой, свинцовой и железорудной, *8* — оловянно-вольфрамовой, молибден-вольфрамовой, редкометальные зоны, связанные преимущественно с калиевыми гранитами, *9* — золоторудной, *10* — медно-кобальт-никелевой с хромом, связанной с ультраосновным и основным магматизмом; *11* — «базальтовый» слой

Нетрудно проследить положение отдешифрированных кольцевых элементов в рельефе Алтая. Внешняя граница Теректинской структуры отмечается хребтами Иолго, Самульгинские Белки, Қызылурт и долинами рек Ак-Алаха, Кара-Алаха, Урыль, Бухтарма. Эта граница несколько нарушается субширотным поднятием Северо-Чуйских Белков и Южно-Чуйского хребта. Внутренние концентрические линии Теректинской структуры совпадают с верховьями рек Катунь и Урсул. Внешняя граница Алейско-Синюшинской структуры перекрывает Теректинскую структуру и проходит по нижнему течению Бухтармы, хребтам Ульбинскому, Коргонскому, Бощелакскому. Внутренние кольцевые линии трассируют среднее течение р. Малая Ульба, хребты Коргонский и Тегерекский.

Анализ рельефа рассматриваемых структур показал, что каждая из них имеет ступенчато-блоковое строение с закономерным ритмичным повышением гипсометрических отметок с запада на восток. В Алейско-Синюшинской структуре они повышаются от 300 до 2500 м, а в Теректинской — от 500 до 3500 м. Высота (амплитуда) ступеней составляет 300—500 м. Максимальные гипсометрические отметки приходятся на центральные и восточные участки структур. Геоморфологически обе структуры образуют сложное Алтайское сводовое поднятие, состоящее из двух наложенных один на другой односторонних кольцевых горстов.

В геологическом строении кольцевые структуры проявлены не очень отчетливо. Их внешние дуги пересекают геологические образования Алейского и Синюшинского антиклинориев, Быструшинского и Белоубинского синклинориев в Рудном Алтае, Талицкого и Тегерекского поднятий и Коргонского прогиба в Горном Алтае [Атлас..., 1978].

Внешнее кольцо Алейско-Синюшинской структуры на отдельных отрезках совпадает с поперечными разломами субширотного и северо-восточного направлений, сквозными по отношению к структурно-формационным зонам Рудного и Горного Алтая. С простиранием внешней дуги совпадает зона распространения девонского андезитового вулканизма восточной части Рудного Алтая и Горного Алтая. К линии внешнего кольца тяготеют мульды, выполненные отложениями андезито-терригенной формации девона, наложенные на докембрийские образования Тегерекского поднятия.

При сопоставлении положения кольцевых структур с палеотектоническими схемами [Атлас..., 1978] видно, что наиболее устойчивые участки Алейско-Теректинского поднятия, охватывающего северо-западные части Рудного и Горного Алтая в раннедевонское время, вписываются в границы внешних дуг современных кольцевых структур. В раннедевонскую и, вероятно, силурийскую эпохи зоны орогенных на Горном Алтае и раннегеосинклинальных на Рудном Алтае прогибов с накоплением известково-терригенных алевролито-аргиллитовых отложений располагались по периферии дугообразных границ кольцевых поднятий. Конечно, в это время в конфигурации поднятий и прогибов существенную роль играли и прямолинейные разломы северо-западного и особенно широтного простираний, однако в целом Алейско-Теректинское и Талицкое поднятия представляли собой сочетание двух кольцевых конседиментационных горстов.

В позднеэмское—раннеэйфельское время, по данным палеотектонического анализа, Алейско-Синюшинская кольцевая структура была зоной концентрически расположенных поднятий и прогибов, где накапливались осадочно-вулканогенные толщи андезитового и липаритового состава. В последующие эпохи геосинклинального развития кольцевые элементы региональных структур все более затушевывались прямолинейно вытянутыми блоковыми приразломными структурами типа прогибов и поднятий. Вновь элементы кольцевого и концентрического строения проявились при образовании гранитоидных массивов. Особенно отчетливо это отмечается для собственно гранитной орогенной формации. Внутреннее кольцо Алейско-Синюшинской кольцевой структуры отражается в расположении нескольких таких массивов по бортам Белоубинского синклинория, выполненного отложениями базальто-липаритовой и флишоидной формаций девона.

Возраст магматических проявлений в Теректинской структуре более древний, чем в Алейско-Синюшинской. Это позволяет предположить разновозрастность заложения и развития структур. Так, базальто-липаритовая, дацито-липаритовая и андезитовая формации Теректинской кольцевой структуры имеют возраст преимущественно эм-эйфельский, а Алейско-Синюшинской структуры — живетско-франский. Отмечается также более древний возраст некоторых массивов редкометальных гранитов по сравнению с таковыми в Алейско-Синюшинской структуре.

Структура гравитационного поля рассматриваемой территории характеризуется постепенным увеличением отрицательной аномалии силы тяжести в редукции Буге с запада на восток в соответствии с повышением гипсометрии рельефа и увеличением степени кристаллической зрелости земной коры. Структура этого изменения, представленная изолиниями гравитационных аномалий, в общем вытянутых в северо-восточном направлении, включает и дуговые элементы, приуроченные к участкам описываемых кольцевых структур. Некоторые структурные элементы поверхности Мохоровичича, выявленные различными исследователями [Щерба, 1975] путем интерпретации гравиметрических данных, также совпадают с положением кольцевых структур. На фоне погружения этой поверхности на юг и юго-восток от 42 до 55 км к периферии кольцевых структур происходит относительное увеличение мощности земной коры на 8—10 км. Увеличивается также мощность гранитно-метаморфического слоя и уменьшается — «базальтового». Структуры поверхности «базальтового» слоя практически не отражают положения кольцевых разломов, будучи вытянутыми с северо-запада на юго-восток и образуя чередование линейных прогибов и поднятий, ундулирующих по простиранию. По-видимому, «корни» кольцевых структур находятся в наиболее глубинных частях земной коры. Но эти весьма предварительные и общие выводы требуют уточнения в процессе специального изучения.

Региональное геохимическое картирование и статистический анализ всего фактического материала об эндогенных рудопроявлениях различного состава и масштаба показывает, что структура геохимической зональности Алтая характеризуется определенными чертами концентрического расположения металлогенических (геохимических) зон (см. рис. 19), контакты которых полого падают от периферии к центру в соответствии с общей структурой размещения магматических формаций [Овчинников, Баранов, 1974]. В центральной, ядерной части Алтайской металлогенической зоны выделяется область распространения железного и существенно цинково-свинцового оруденения, а ближе

к периферии — комплексного медно-свинцово-цинкового, медного и медноколчеданного оруденения. Эти области сидерофильного и халькофильного оруденения, генетически связанного с базальт-липаритовым, дацит-липаритовым и андезитовым вулканизмом, окаймляются по периферии и сменяются на глубину оловянно-вольфрамовым (молибден-вольфрамовым) и редкометальным оруденением, генетически связанным с нормальными и несколько повышенной щелочности гранитами натрий-калиевого типа.

Известная асимметричная линейная зональность Юго-Западного Алтая, выраженная в смене геосинклинальных и орогенных формаций и фаций с юго-запада на северо-восток, в свете новых данных должна рассматриваться как дисимметрия в концентрической зональности Алтайской металлогенической зоны. Эта дисимметрия выражена, в частности, в закономерном изменении состава вулканитов базальт-липаритовой (дацит-липаритовой) формации от существенно натрового до существенно калиевого. Аналогично изменяется состав редкометальной гранитной формации [Щерба и др., 1979].

В соответствии с изменением состава магматических формаций происходит смена типов медного, полиметаллического и редкометального оруденения. В юго-западной части металлогенические зоны медного и полиметаллического состава относятся к колчеданному, иногда оловоносному типам, на северо-востоке эти зоны представлены малопиритовыми типами медных и свинцово-цинковых месторождений. Комплексные медно-свинцово-цинковые месторождения приурочены к юго-западной части металлогенической зоны. В составе редкометального оруденения, связанного с гранитным магматизмом, дисимметрия зональности проявлена в том, что с юго-запада на северо-восток парагенезисы сменяются от оловянно-вольфрамово-редкометальных (тантал — ниобий — цезий) до молибденово-вольфрамово-редкометальных (тантал — ниобий — редкие земли) [Щерба и др., 1979].

Учитывая пологое центростремительное падение металлогенических зон в соответствующих рудоносных формациях, пространственную модель металлогенической зональности можно представить в виде синклинальной структуры с последовательной сменой металлогенических зон по вертикали (снизу вверх: золото-сурьмяно-мышьяковая — редкометальная — медно-полиметаллическая) и с их фациальным изменением с юго-запада на северо-восток (дисимметрия). Элементы дисимметрии в зональности можно связать с палеосейсмофокальной зоной типа зоны Беньофа, разделявшей два блока земной коры, в герцинское время различавшиеся по строению: блок с континентальной или переходной корой на северо-востоке (Горный и Рудный Алтай, Калба) и блок с океанической или субокеанической корой на юго-западе (Чарская зона). При этом можно предполагать различие в скорости преобразования коры континентального и переходного типа: по периферии кольцевых структур процесс кратонизации (гранитизации) протекал интенсивнее, чем в их внутренних частях. Можно предположить далее, что цилиндрические или конические рудомагматические системы, периодически выражавшиеся на поверхности то кольцевыми прогибами в стадии растяжения, то сводово-блоковыми поднятиями в стадии сжатия [Щерба, 1975], имели корневые очаги в сейсмофокальной зоне на разной глубине, что в большой мере определяло их магматическую и металлогеническую специализацию.

Влияние кольцевых разломов на масштаб концентрации оруденения можно оценить при рассмотрении размещения суммарных запасов меди, свинца и цинка в Рудном Алтае, где наряду с влиянием прямолинейных зон разломов очевиден элемент кольцевого периодического размещения зон с повышенными концентрациями металла.

Таким образом, структура геолого-формационного расчленения глубинного строения, металлогенической зональности и размещения рудных концентраций Алтая определяется сочетанием линейных и кольцевых зон разломов, дешифрируемых на космических снимках. По сравнению с поперечными разломами широтного простирания влияние кольцевых элементов структуры, возможно, является более общим, региональным [Овчинников, Баранов, 1974].

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Общие положения [1]

Важнейшей областью применения космических снимков в орогенических областях является изучение структур фундамента, скрытых мезозойско-кайнозойскими толщами осадочного чехла. В зависимости от конкретной геологической обстановки и стиля дислокаций складок покрова, геофизической изученности территории прогнозирование глубинного строения на основе космических снимков может проводиться с разной достоверностью. Так, в Таджикской депрессии по геологическим данным предполагался значительный срыв по юрским соленосным толщам осадочного мезозойско-кайнозойского чехла с эпипалеозойского фундамента [Захаров, 1970]. Дискордантность структурных планов чехла и основания подтверждается магнитометрическими и гравиметрическими данными [Белеловский, 1964] и проявляется в рельефе подошвы земной коры [Кулагина и др., 1974]. Разномасштабные космические снимки отразили дискордантность разноглубинных структурных планов Таджикской депрессии, но в то же время показали связь складок основания и складок покрова и зависимость распределения последних от структуры основания [Макаров и др., 1974; Макаров, Соловьева, 1976; Геологическое..., 1978].

Комплексирование геологической и геофизической информации с дешифрированием разномасштабных космических снимков позволило более однозначно установить тектоническое соотношение Памира и Тянь-Шаня. Северная граница зоны их сочленения, по геологическим представлениям совпадающая с долиной р. Сурхоб-Кызылсу, образована двумя глубинными или краевыми разломами — Южно-Тяньшаньским и Вахшским. Первый из них проводится по правому борту долины Сурхоб-Кызылсу и трактуется обычно как глубинный, почти вертикальный, несколько наклоненный под Тянь-Шань дизъюнктив (взброс или сброс). На поверхности с этим разломом связывают границу комплекса в основном метаморфических палеозойских пород Тянь-Шаня и перекрывающих их по подножию Гиссарского хребта мезозойских отложений [Атлас..., 1968], а также почти километровый тектонический уступ, выраженный в рельефе [Чедия, 1972].

Вахшский надвиг [Губин, 1960; Суворов, Самыгин, 1965; Атлас..., 1968] проводится по левому борту долины р. Сурхоб-Кызылсу вдоль подножия хребта Петра Первого и отделяет так называемые внешнепамирские фации мезозойских отложений от гиссарских.

На мелкомасштабном космическом изображении долине р. Сурхоб-Кызылсу соответствует один линеамент. На крупномасштабных изображениях этого района, переданных со спутника «Ландсэт-1», структура читается очень отчетливо. Зона интенсивных дислокаций, выраженных малыми линеаментами, приурочены к северному склону хребта Петра Первого, где эти линеаменты практически совпадают с границами отдельных надвиговых (складчато-надвиговых) чешуй и приуроченных к ним оползневых структур [Скобелев, 1977; Скобелев, Флоренский, 1975]. В центральной части хребта, между Гармом и Таджикабадом (Хаит), линеаментная зона смещается к югу, к водоразделу хребта. Трапециевидная (в плане) форма зоны небольших по протяженности линеаментов наводит на мысль о наличии под этой частью хребта Петра Первого блока палеозойских пород Южного Тянь-Шаня. Это не противоречит и геофизическим данным [Кулагина и др., 1974; Кулагин и др., 1976]. На карте плотности сейсмического фона [Нерсесов и др., 1974] этому участку соответствует максимальная плотность очагов мелких слабых землетрясений. Это также подкрепляет наши предположения о существовании в этом районе резкой тектонической границы на небольшой глубине и гипотезу И. Е. Губина [1960]. Анализ скоростных разрезов и схем глубинного строения земной коры [Кулагина и др., 1974] и геологической природы выделенных по геофизическим данным структур показал, что горные породы Тянь-Шаня (скорость продольных волн V_p=5,3 км/с) смещены в сторону Памира и находятся на глубине около 5—10 км. Ниже их расположены горные породы, скорость сейсмических волн в которых близка к скорости их в комплексе палеозойских пород Памира (V_P=6,1 км/с). Эти образования выдвинуты к северу примерно до подножия Южного Тянь-Шаня (до Южно-Тяньшаньского разлома).

Таким образом, на основании рассмотренных данных фактически существующим в верхних горизонтах земной коры оказывается только Вахшский надвиг, который в поверхностной геологической структуре представляет собой сложную зону чешуй, а на

---

[1] Раздел написан С. Ф. Скобелевым.

глубине — некоторую границу раздела между осадочными толщами мезозойских пород хребта Петра Первого и палеозоидами Южного Тянь-Шаня, под которые поддвинут «Памирский» блок пород.

Южно-Тяньшаньский разлом в такой трактовке представляет собой поверхностную флексурную зону — крыло складки основания, осложненную на поверхности разрывами, сбросами в зоне горизонтального растяжения, которая отражает выступ мантийных пород под всей зоной сочленения Памира и Тянь-шаня. Это предположение удовлетворительно согласуется с результатами дешифрирования мелкомасштабных изображений, а также с тем, что породы Памира более метаморфизованы, чем породы Тянь-Шаня, что неоднократно отмечали многие исследователи, начиная с И. В. Мушкетова [1915].

Таким образом, изображения Земли из космоса в комплексе с геологической, геохимической и геофизической информацией позволяют проводить пространственную корреляцию структур во всем объеме земной коры. При этом космические изображения служат основой для изучения взаимоотношений структур в плане, тогда как информация, полученная наземными методами (в основном геофизические данные), характеризует глубины распространения деформаций [Геологическое..., 1978].

Для областей новейшей орогении в связи с особенностями геологического строения и практическими задачами целесообразно применение комплекса разномасштабных изображений Земли из космоса, с тем чтобы закономерности, познанные на отдельных тестовых участках, на которых возможно проведение комплексных геофизических исследований (например, в межгорных и предгорных впадинах), перенести в районы с более сложной геологической ситуацией, учитывая их специфику.

С помощью аэрокосмических снимков можно изучать парагенезисы складчато-разрывных структур и слагающие их формации горных пород. Геологические структуры на изображениях из космоса дешифрируются в большинстве случаев по комплексу признаков, которые не являются прямыми или косвенными в принятом при дешифрировании аэрофотоснимков понимании этих терминов, но в принципе непосредственно характеризуют геологическое строение отснятой территории. Существенной особенностью дешифрирования даже крупномасштабных космических снимков, имеющих высокое разрешение (20—100 м), является то, что такие признаки, как цвет породы, особенности ее макроструктуры и характер выходов на поверхность, т. е. признаки, обычно считающиеся прямыми при дешифрировании аэрофотоснимков, на космическом изображении проявляются достаточно редко. Значительно чаще дешифровочными признаками оказываются те свойства толщ, которые при полевых исследованиях относятся к косвенным характеристикам. Это характер делювия или элювия, микрорельеф, характер почвенно-растительного покрова, особенности мезорельефа и выраженность в нем тех или иных толщ, усредненные характеристики пород, входящих в состав этих толщ. Иными словами, это те признаки, из которых складывается облик значительных по мощности (обычно на порядок выше, чем предельное разрешение снимка) и состоящих из разных пород пачек, свит, серий и других литолого-стратиграфических подразделений [Трифонов и др., 1973; Геологическое..., 1978].

Для дешифрирования геологической структуры важным оказывается характер четвертичного и современного осадконакопления, поскольку благодаря последнему можно отличать синформные и антиформные структуры, впадины и поднятия. Зоны флексурно-разрывных деформаций, нарушающие эти структуры, проявляются на космических изображениях любого масштаба в виде линеаментов и линеаментных зон, иначе говоря, в виде линейной упорядоченности структурных элементов земной коры. Но линейная упорядоченность структурных элементов не обязательно связана с разрывными деформациями, в большей степени она может служить выражением пластических деформаций — структур течения. На космических изображениях структурные рисунки такого типа наблюдаются в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня, Загроса, Сулейман-Кирхтарских цепей и в ряде других мест. Напротив, гомогенные древние кристаллические массивы щитов в районах с достаточно хорошей обнаженностью имеют на космических изображениях крупного масштаба полигональные рисунки, которые перемежаются с каплевидными и шевронными.

Подобные структурные рисунки пластических деформаций, но меньших размеров, характерны для метаморфических толщ высоких степеней метаморфизма. При этом полигональные рисунки отражают высокую степень гомогенности среды, тогда как шевронные — наличие тонкослоистых механических разнородных сред и обязательное присутствие прослоев повышенной механической жесткости. Кроме того, если первые характерны для заключительного этапа пластического течения горных пород в резуль-

тате многократно повторяющихся тектонических нагружений, давления и температуры в течение длительного времени, т. е. связаны в основном уже с физико-химическими превращениями вещества, то вторые свидетельствуют о начальных стадиях пластического течения вещества, при которых возникновение множества сколовых поверхностей (так называемого кливажа скола или кливажа течения) на следующей ступени увеличивает механическую пластичность толщ в зонах динамометаморфизма [Паталаха, 1970].

Структуры основания проявляются на поверхности Земли и соответственно на космических изображениях различным распределением новейших отложений, областей эрозии и аккумуляции и различным, но упорядочяенным расположением структур покрова и других образований. Согласно принципу генерализации геологической структуры на разномасштабных изображениях отчетливо выявляются основные, определяющие современную геологическую структуру региона тектонические элементы земной коры, а также наложенные на них второстепенные структурные единицы. Последние нередко бывают выражены в структуре поверхности — мезоструктуре — более резко, чем ее главнейшие элементы, подобно тому как волны различной частоты, налагаясь друг на друга, или увеличивают свою амплитуду, или же уменьшают ее. При проведении геологических и геофизических исследований второстепенные, доступные непосредственному наблюдению наложенные структуры обращают на себя внимание четкостью выражения в деформациях поверхности и верхних слоев земной коры, в то время как более крупные элементы тектонического строения выявляются лишь в результате региональных обобщений, которые, как правило, сводятся к анализу пространственных взаимоотношений разновозрастных тектонических структур. В этой связи на современном уровне проведения региональных геологических исследований необходимо комплексирование данных наземных наблюдений с данными разномасштабных космических съемок. Последние позволяют непосредственно изучать тектонические взаимоотношения структур в пространстве по рисункам их пространственно-генетических ассоциаций, поскольку на космическом изображении земной поверхности независимо от исследователя уже зафиксирован результат взаимодействия множества элементов геологической структуры как развивающейся целостной системы. Однако решение задачи пространственной корреляции структуры с помощью космических изображений возможно только на основе системного подхода, который предполагает выделение главных и второстепенных целей исследования и в соответствии с этим анализ структуры системы, выделение ее главных и второстепенных элементов, их связей и взаимодействий.

Анализ систем предполагает также логический подход к исследованию, когда система берется в своей наиболее развитой фазе и из нее выделяются наиболее простые, всеобщие элементы. На космических изображениях такими элементами являются фотообразы основных форм рельефа, зон современной (и четвертичной) эрозии и аккумуляции.

Аэрокосмическое изображение отражает современную структуру поверхности Земли и земной коры. Это же состояние развития геологической системы отражают и структурные карты, построенные по геофизическим данным и данным бурения, а также собственно геологические и геоморфологические карты. Комплексирование данных о современной структуре позволяет получить наиболее полное представление о геологическом строении земной коры региона и построить наиболее точную его модель, которая служит основой при различных палеогеографических и палеотектонических реконструкциях. Сопоставление результатов изучения современной структуры с историко-геологическими данными приводит к представлению процесса в его развитии и, следовательно, к более надежному прогнозированию определенных геологических ситуаций в зависимости от целей исследования.

Рассмотрим некоторые аспекты применения космических снимков при структурно-геологических исследованиях в горно-складчатых областях на примерах северного горного обрамления Ферганской впадины и Северо-Востока СССР.

Разломы и офиолиты северного обрамления Ферганской впадины [1]

Регион характеризуется сложным геологическим строением, различным в западной и восточной частях, и наличием многочисленных разновозрастных разрывных нарушений. Западная часть региона (Чаткальский сектор) имеет блоковое строение, в то время как для восточной (Баубашинский сектор) характерно наличие покровов и чешуй. В связи

[1] Раздел написан И. И. Войтовичем.

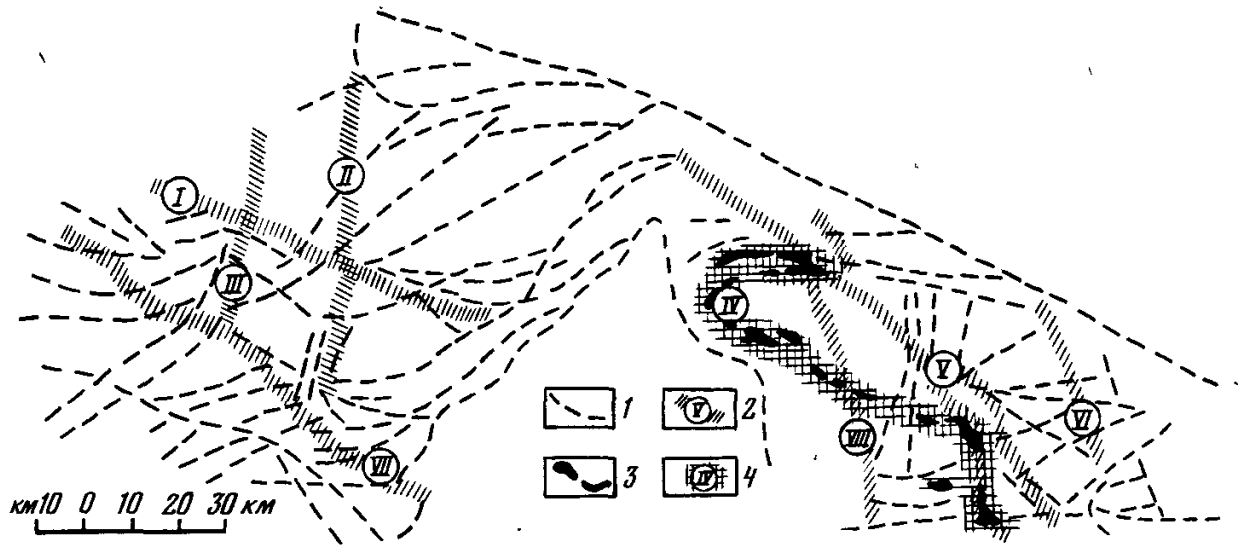


Рис. 20. Схема разрывной тектоники северного обрамления Ферганы по результатам дешифрирования космических снимков

1 — линеаменты, отождествленные с разломами; *2* — линеаментные зоны; *3* — ультрабазиты; *4* — габбро-серпентиновый меланж. Объяснение римских цифр — в тексте

с этим была возможность сравнить дешифрируемость разломов на двух соседствующих площадях разного геологического строения.

Дешифрировались космические снимки масштаба 1:1 000 000. Составлена схема отдешифрированных разломов (рис. 20), которая сравнивалась со схемой разломов по данным наземных съемок. Литолого-стратиграфические и интрузивные комплексы на снимках такого масштаба картируются с трудом. Опознаются лишь крупные массивы карбонатных пород, иногда позднепалеозойские молассы. Разломы выделяются лучше. В Чаткальском секторе наиболее легко опознаются разломы северо-восточного, близкого к широтному простирания (Центрально-Чаткальские). Они отличаются светлым фототоном за счет развития зон осветленных брекчированных пород и известково-железистых брекчий. По смене светлых полос, отвечающих известнякам, более темными, соответствующими эффузивам и песчаникам, хорошо различаются Атойнакский разлом и его западные продолжения (Мискенский, Сокурбельский и др.), а также расположенная несколько южнее Падшаатинская группа разломов. В некоторых местах расширения выходов карбонатных пород видны флексурные изгибы и «притыкание» тонкой штриховки светлых пород к темным.

В юго-западном направлении система Кассанских разломов образует «конский хвост», а затем по выходе на Ангренское плато (на северо-восточных краях Кураминской структурно-фациальной зоны) она терняется. Сходными с указанными дешифровочными признаками обладают разломы верховьев р. Чаткал, ограничивающие с севера Афлатунский синклинорий. Кроме того, в бассейне р. Чаткал по снимкам зафиксированы два крупных разлома, не выявленные геологической съемкой. Один из них проходит почти параллельно современному руслу Чаткала, несколько южнее его, а другой прослеживается в карбонатных толщах вдоль левого борта долины реки. В районе устья р. Чанач-северный оба разлома сочленяются. Из системы северо-западных разломов наиболее четко опознаются Кушартский, Коксарекский, Северо- и Южно-Чаначский.

Восточнее Чаначских разломов выделены два новых субпараллельных разрыва северо-западного направления, причленяющихся на юго-востоке к Атойнакскому разлому. Крупный разрыв длиной около 80 км выявлен в юго-западной части региона на границе Кураминской и Чаткальской зон. Геологическими съемками здесь обнаружено несколько коротких дугообразных сбросов и взбросов, ограничивающих с северо-востока выходы эффузивов минбулакской свиты среднего карбона.

Субмеридиональные разломы, представленные главным образом крутыми сбросами, не образующими мощных зон измененных пород, на космических снимках распознаются плохо. Из этой системы более или менее достоверно фиксируются Акташские сбросы, образующие одноименный грабен на северном склоне Чаткальского хребта. Кумбельский, Ачикташ-Даванский и Раватский сбросы в виде единых линий на космических снимках не просматриваются. Ачикташ-Даванский разлом совпадает с линеаментом II, прослеживающимся с севера на юг от Таласского хребта, через Сандалашский хребет и через долину р. Чаткал до водораздела Чаткальского хребта. Кумбельский разлом является северной, а Раватский — южной составляющей сумеридионального линеамента

III, прослеженного почти параллельно линеаменту IV. Последние устанавливаются по комплексу признаков: смене фототона, фрагментам разрывов, субпараллельным пересекающимся системам трещин-полосок и др.

Кроме субмеридиональных, в Чаткальском секторе по космическим снимкам выделяются два линеамента северо-запад — юго-восточного направления (см. рис. 20). Линеамент I прослежен от р. Чанач-южный вдоль северо-восточного края Каратерекского поднятия до устья р. Сандалаш и далее к северо-западу, до верховьев р. Каракорум-Кёксу в Пскемском хребте. На северо-западном окончании этого линеамента среди терригенно-карбонатных толщ среднего палеозоя закартирован выход метаморфических сланцев докембрия. Расположенный к юго-западу от него линеамент VII обрывает линеаменты субмеридионального простирания (II и III) и прослеживается с юго-востока на северо-запад на расстояние до 100 км.

В Баубашатинском секторе наиболее интересной структурной линией, фиксирующейся по космическим снимкам, является зона габбро-серпентинитового меланжа (IV), развитого во фронте Каракорумского надвига (см. рис. 20). На снимках серпентиниты выделяются серым фототоном, несколько боле темным, чем на сересуйском флише, но светлее близлежащих амфиболитов майлисуйской серии. Возможно, здесь еще помогает своеобразный ландшафт: мочажины, озерки, многочисленные родники, оползни, блестящая поверхность обломков серпентинитового элювия. С северо-запада на юго-восток габбро-серпентинитовый меланж пересекается линеаментом VIII, прослеженным от верховьев р. Карасу-западная на стыке Атойнакского и Чаткальского хребтов до правобережья р. Майлису. Как и предыдущие линеаменты, он улавливается на снимках по комплексу признаков. В южной части поверхностным отражением его являются смена флишоидной толщи молассой (смена фототона), изгибы пачек и слоев, в средней части он совпадает с Акбельской зоной разломов, отделяющих разрезы Майлисуйской и Сересуйской структурно-формационных зон, а на северо-востоке он проходит через массив ультрабазитов. Восточной ветвью этого линеамента является линеамент V, который ограничивает крайние с востока выходы ультраосновных и метаморфических пород и является, по существу, границей Майлисуйской и Сересуйской аллохтонных зон с баубашатинским автохтоном.

Незначительный по протяженности линеамент северо-запад — юго-восточного простирания (VI) прослежен в крайней восточной части территории (см. рис. 20). К северу от Отузартской впадины он отделяет имеющиеся здесь фрагменты разрезов Срединного Тянь-Шаня от южнотяньшаньских, а к югу он гасится тектоническим покровом. Разрывные структуры — сбросы и сбросо-сдвиги, которые, как указывалось выше, смещают надвиги, на космических снимках распознаются плохо. Из них более или менее достоверно выделяются некоторые разломы Баубашатинской группы, имеющие северо-восточное, близкое к широтному простирание. К северу от них выделено несколько проблематичных субмеридиональных разломов, которые не фиксировались геологической съемкой. Не удалось также распознать очень контрастную группу Оялминско-Балыкуртских покровов на правобережье р. Нарын, в северной части Баубашатинского сектора, сложенных кремнисто-вулканогенно-сланцевыми толщами, перекрывающими светлые массивнослоистые известняки.

В результате дешифрирования космических снимков получен ряд существенно новых данных по разломной тектонике региона. Установлена более высокая степень дешифрируемости территории блокового строения по сравнению с территорией чешуйчато-покровного строения. Подтверждено наличие основных систем разломов, выявленных наземными наблюдениями, а также выделены новые разломы, не устанавливаемые геологической съемкой. При этом замечено, что лучше других на космических снимках распознаются разломы типа взбросов, образующие на местности зоны дробления и гидротермального изменения пород.

По комплексу признаков выделена зона габбро-серпентинитового меланжа и уточнено ее положение в общей структуре региона. Установлено восемь линеаментов секущего направления по отношению к основным системам разломов. Видимо, это глубинные структуры, природу и характер которых можно будет установить только с привлечением данных геофизики, геохимии и др. Бесспорно, что более широкое использование материалов космических съемок позволит получить намного больше новых данных о разломах и вообще о геологическом строении этой территории.

Горно-складчатые области Северо-Востока СССР[1]

Исследованный район охватывает юго-восточную часть Яно-Колымской складчатой системы мезозоид, Хасынскую дугу Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и западную ветвь Тауйско-Тайгоносской позднемезозойской складчатой зоны [Геология..., 1970]. В строении региона доминируют мощные и сложно дислоцированные песчано-глинистые толщи пермской, триасовой и юрской систем (верхоянский комплекс), пронизанные крупными батолитоподобными интрузиями гранитоидов позднеюрско-раннемелового возраста (колымский комплекс), мел-палеогеновые вулканиты кислого, среднего и основного состава и интрузии ранне- и позднемеловых гранитов, гранодиоритов, диоритов и габбро (охотский комплекс). Орогенные впадины выполнены континентальными осадками позднеюрско-раннемелового и неоген-четвертичного возраста. Крупные глубинные разломы северо-западного, северо-восточного и широтного простираний, которые ограничивают важнейшие структурно-формационные зоны мезозоид и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, имеют длительную историю развития и, как правило, в той или иной мере активизированы в новейшую и современную эпохи.

Дешифрировались космические изображения, полученные со спутников «Метеор». Выделенные на снимках линейные и кольцевые элементы (рис. 21) ограничивают блоки с различной высотой вершинной поверхности, контролируют расположение и морфологию долин, образуют геоморфологические уступы и рвы и т. п. Тектоническая природа таких элементов следует из общего анализа структурных зон [Глушкова, Смирнов, 1977]. Тем не менее в поле отыскивались структурные подтверждения выделенных линеаментов, свидетельствующие о наличии разрывных нарушений: зоны дробления, зеркала и борозды скольжения, специфическая минерализация.

Отдешифрированные линейные элементы можно разделить на три группы: линеаменты — единичные разломы большой протяженности, сопровождаемые узкими зонами повышенной трещиноватости; системы линеаментов — кулисообразные группы близких по простиранию разломов, разделенных десятками километров; линеаментные зоны — сравнительно узкие полосы большого числа сближенных разломов и иных линейных нарушений.

Детрино-Бохапчинский линеамент северо-восточного простирания прослеживается от среднего течения р. Челомджа вдоль р. Детрин на правобережье р. Бохапча. Линеамент маркируется расположенными на одной линии долинами рек и высокими неотектоническими уступами. К нему приурочены локальные купольные структуры. Характерна интенсивная трещиноватость поверхности в полосе 10—15 км. Местами к линеаменту приурочены границы вулканических покровов и нарушения складчатых структур. В северо-восточной части он совпадает со скрытым магмоконтролирующим Бохапчинским глубинным разломом.

Янский линеамент прослеживается вдоль среднего и верхнего течения р. Яны и через верховья рек Хурэн и Кулу в виде узкой полосы неотектонических дислокаций и интенсивной трещиноватости. Высота блоков с разных сторон от этой полосы нередко различается на 200—500 м. Линеамент является северо-восточной границей Инского района пологих дислокаций, контролирует расположение вулканических полей, интрузий гранитоидов и субвулканических тел. Он выражен в рисунке гранитационного поля [Шило и др., 1979].

Умарский линеамент прослеживается в восточной части территории вдоль рек Бохапча и Нявленга. Он выражен линейными долинами, протяженными геоморфологическими уступами и почти на всем протяжении разделяет блоки, различающиеся интенсивностью новейших поднятий (относительное воздымание западного крыла достигает 100 м). Линеамент является неотектоническим проявлением одноименного глубинного разлома [Симаков, 1949].

Кулу-Хурэнская система линеаментов состоит из нескольких сближенных параллельных нарушений протяженностью 20—100 км. Ширина системы достигает 30 км. Ее элементы проявлены уступами, линейными седловинами и прямолинейными отрезками долин рек Кулу, Унга-Хинике-Интриган, Хурэн, Дегдекан. Отмечаются участки интенсивной трещиноватости. На северном краю вулканического пояса система контролирует положение и форму меридионально удлиненных вулканических полей, гранитоидных и диоритовых интрузий, субвулканических тел и даек. Часто встречаются вулкано-плутонические купольные и кольцевые структуры. Система выделяется и по комплексу грави-

[1] Раздел написан В. Н. Смирновым и С. В. Левашовой.

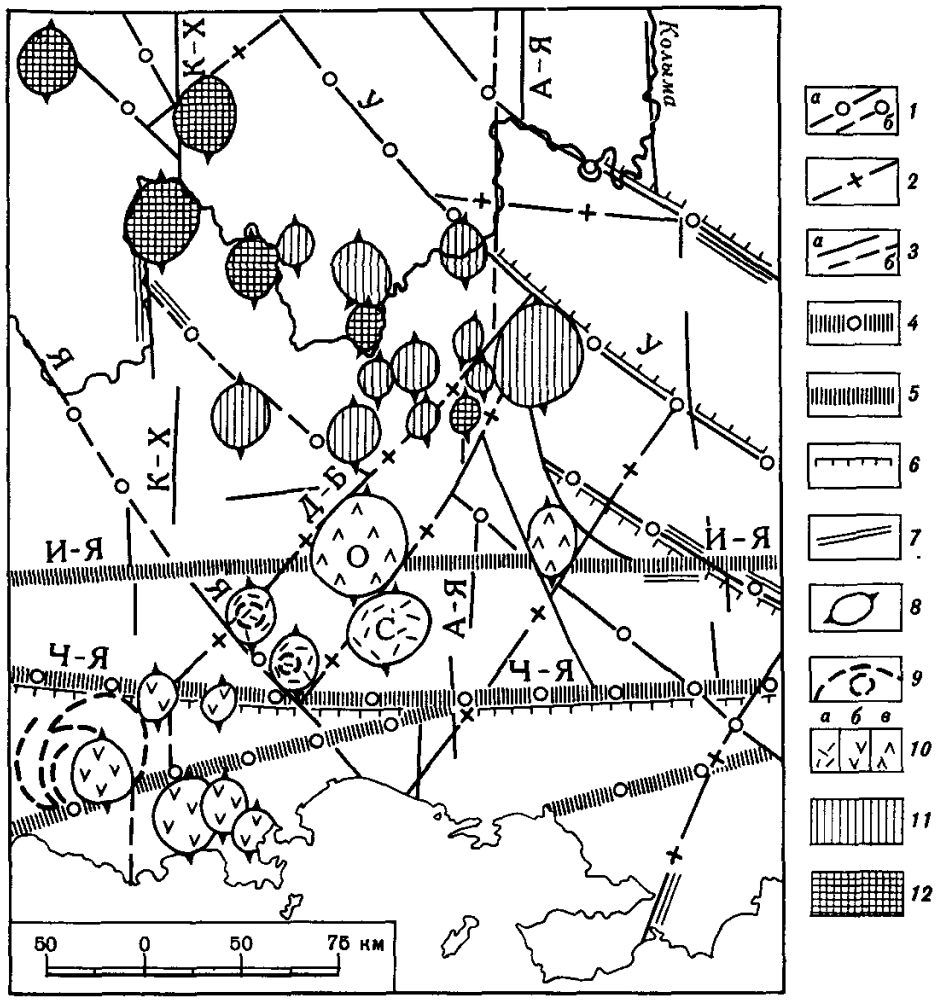


Рис. 21. Линеаменты, кольцевые и круговые структуры Северного Приохотья и бассейна верхнего течения р. Колымы, отдешифрированные на космических снимках со спутников серии «Метеор»

1—3 — линеаменты: *1* — нижнекорового и верхнемантийного заложения, четко (*а*) и слабо (*б*) проявленные на изображениях, *2* — верхнекорового заложения, *3* — неопределенного заложения, четко (*а*) и слабо (*б*) проявленные на изображениях; *4, 5* — линеаментные зоны: *4* — нижнекорового и верхнемантийного заложения, *5* — неопределенного заложения; *6* — сбросовые уступы и грабены; *7* — зоны повышенной сейсмичности; *8—12* — структуры центрального типа: *8* — куполообразные, *9* — концентрические, *10* — созданные вулканогенными образованиями преимущественно кислого (*а*), среднего (*б*) и смешанного (*в*) состава, *11* — плутонические, образованные интрузиями кислого состава, *12* — неясного происхождения. Линеаменты: Я — Янский, Д-Б — Детрино-Бохапчинский, У — Умарский; системы линеаментов: К-Х — Кулу-Хурэнская, А-Я — Армано-Ясачная; линеаментные зоны: И-Я — Иня-Ямская, Ч-Я — Челомджа-Ямская; круговые структуры: О — Омчанская, С — Сеймчанская

метрических признаков [Шило и др., 1979]. Участок высокой сейсмической активности с землетрясениями энергетических классов $K \leqslant 13$ свидетельствует о современных подвижках.

Армано-Ясачная система состоит из нескольких параллельных линий протяженностью 30—80 км. Система выражена на юге прямолинейными отрезками долин, а на севере чаще неотектоническими уступами высотой до 1000 м. К ней приурочены отдельные древние разрывы, дайки и субвулканические тела.

Челомджа-Ямская линеаментная зона протягивается от истоков р. Челомджы до среднего течения р. Ямы. Она служит северной границей Ямо-Тауйской системы неотектонических впадин и состоит из серии сближенных в полосе шириной 20—30 км линий, длина которых колеблется от 30 до 150 км. Линии следуют поперек главных рек Охотского склона и соответствуют неотектоническим уступам, линейно вытянутым водораздельным седловинам и каньонам малых водотоков. В целом это неотектоническая ступень с опущенным на 800—1200 м южным крылом. Она является поверхностным выражением одноименной зоны глубинных разломов [Ващилов, 1963], разграничивающей структурно-формационные зоны вулканогенного пояса и контролирующей размещение интрузий и вулканических структур.

Иня-Ямская линеаментная зона расположена по южному склону Охотско-Колымского водораздела. Для нее, как и для предыдущей зоны, характерны четкая выраженность в рельефе и участки интенсивной трещиноватости. К Иня-Ямской зоны тяготеют границы вулканических полей (особенно палеогеновых базальтов) и блоков мезозойского фундамента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

На исследованной территории дешифрируется много концентрических структур диаметром 15—50 км (см. рис. 21). По морфологии вершинной поверхности все они

определяются как купола с центробежным рисунком гидросети. Выделяются купола с центральными интрузиями, с окраинными интрузиями или вовсе без интрузий. Купола есть и в вулканогенных полях Охотско-Чукотского пояса, и в снежных с ними складчатых сооружениях Яно-Колымской зоны, но преобладают в мезозоидах. Здесь широко развиты купольные структуры, по-видимому криптовулканические, выраженные аномалиями магнитного поля. Более сложное строение имеют купольные структуры в зоне сочленения Охотско-Чукотского пояса с мезозоидами — Сеймчанская и Омчанская.

Сеймчанская структура находится между верхними течениями рек Сеймчан и Гедан, имеет форму овала и размеры 36×48 км. С северо-запада и юга она ограничена прямолинейными разломами, а в других местах — дуговыми нарушениями. Они выражены в рельефе уступами, долинами и седловинами на водоразделах. Структура находится в пределах Охотско-Чукотского пояса и сложена главным образом вулканогенными породами верхнего мела, а на юго-западе — глинистыми сланцами и песчаниками верхнего триаса, нижней и средней юры. В центре структуры находится Лево-Сеймчанский гранитоидный массив позднемелового возраста, в направлении которого заметно общее повышение рельефа. На северо-западе выходят граниты Омчанского массива. Секущие и радиальные разломы выражены в рельефе и разделяют блоки разной высоты. Вместе с тем радиальные разломы контролируют размещение позднемеловых вулканитов, их проникновение к центру структуры. В ее пределах дешифрируются также локальные купольные и кольцевые образования диаметром до 8 км (редко до 16 км). Они выделяются по дугообразному окаймляющему рисунку гидросети, а купола, кроме того, по радиально-центробежному рисунку гидросети и увеличению высот к центру. К большинству куполов приурочены выходы интрузивных тел, но некоторые подобные образования совпадают с кольцевыми магнитными аномалиями, возможно связанными с интрузиями, скрытыми на небольшой глубине. Концентрические элементы выполняют также роль контактов между вулканогенными и осадочными толщами, интрузиями и вмещающими породами.

Омчанская кольцевая структура диаметром 45 км расположена в междуречье Детрина и Анмангынды. На северо-западе, северо- и юго-востоке ее ограничивают прямолинейные разломы, связанные между собой дуговыми нарушениями, определяющими округлую в целом форму структуры. В отличие от Сеймчанской Омчанская структура сложена преимущественно осадочными породами пермо-триаса, и лишь в западной части они перекрыты меловыми вулканическими образованиями. В южной части структуры залегают граниты Омчанского массива. Внутреннее строение ее определяется сочетанием дуговых и купольных элементов с прямолинейными нарушениями секущего и радиального расположения. Как и внешние ограничения структуры, они проявлены расположением речных долин, седловин на водоразделах, уступов и резких перегибов склонов. Большое значение имеет система субширотных секущих нарушений. Амплитуды новейших вертикальных смещений по ним достигают 300 м. Радиальные разломы делят структуру на шесть сегментов, определяют проникновение продуктов вулканической деятельности к центру структуры, размещение интрузивных и субвулканических тел. Заметную роль в распределении вулканических образований играют также внутренние и внешние дуговые нарушения: к ним приурочены контакты вулканогенных толщ. Локальные купола диаметром до 10 км выделяются на снимках по тем же признакам, что и в Сеймчанской структуре. Большинство куполов совпадает с выходами интрузивных тел.

Итак, сложная блоковая новейшая структура региона определяется сочетанием крупных долгоживущих разломов, дешифрируемых на космических снимках в виде линеаментов и линеаментных зон. Характерно широкое развитие купольных и кольцевых структур разных порядков. С ними связаны распределение и форма интрузивных и вулканических проявлений мелового возраста. По отношению к складчатым структурам мезозоид купольные и кольцевые образования, как правило, дискордантны. Вероятно, они имеют магматогенную природу.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ, ОСОБЕННОСТИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СПЕЦИАЛЬНЫХ ВИДОВ ДИСТАНЦИОННОЙ СЪЕМКИ

ТЕПЛОВАЯ СЪЕМКА

Дистанционная тепловая съемка фиксирует тепловое излучение поверхности Земли, которое определяется температурой, излучающими свойствами и условиями теплообмена на поверхности, распределением источников тепла и процессами теплопереноса в недрах, а также распределением теплофизических свойств горных пород.

Поэтому с помощью дистанционной тепловой съемки можно осуществить: а) поиски таких полезных ископаемых, которые над местами своего залегания нарушают естественное геотермическое поле вследствие протекающих в них экзотермических реакций (нефть, газ, сульфидные полиметаллические и другие руды); б) поиски участков и определение интенсивности питания, разгрузки и глубинных перетоков подземных вод; в) поиски погребенных структур и разломных нарушений земной коры, которые характеризуются наличием геологических тел с различными теплофизическими свойствами; г) литолого-фациальное картирование пород поверхностного слоя посредством изучения тепловой информации.

Зарубежные исследователи уже не раз применяли дистанционную тепловую съемку земной поверхности с самолетов и искусственных спутников Земли в так называемых окнах пропускания атмосферы в ИК-диапазоне (3,5—14 мкм) и так называемую радиотепловую съемку в СВЧ-диапазоне (0,3—10 см) для решения геологических задач. В США подобные работы проводились с 1965 г. по комплексным программам ERSP, ERAP, ERTS, Skylab, Landsat и др.

К выполненным в указанном направлении работам относятся: картирование областей молодого вулканизма и выявление скрытых участков вулканической активности [Brennan, Lintz, 1971], поиски выходов термальных вод и субмаринной разгрузки подземных вод [Cassinis et al., 1971], выявление границ пород, содержащих сульфиды, и пород с различной теплоемкостью [Amad et al., 1971; Jones, 1970], оценка влияния больших городов на тепловой режим окружающих районов, съемки горящих угольных залежей [Чембровский, Казаров, 1974] и др.

По признанию американских специалистов, недостаточная разрешающая способность ИК-радиометров (1,0—0,2 К; 80—100 м) пока ограничивает применение орбитальной термографии для широких геологических исследований.

Для дистанционного изучения тепловых полей Земли перспективной является так называемая радиотепловая съемка. Она представляет интерес благодаря потенциальным возможностям получения информации о подповерхностных слоях, что невозможно осуществить при съемках в ИК-диапазоне. Но результаты радиотепловой съемки изменяются в зависимости от влажности, засоленности и минерального состава горных пород и поэтому требуют детальных эталонных наземных привязок. Разрешающая способность используемых для этой съемки СВЧ-радиометров, работающих на орбитальных аппаратах, является, по зарубежным данным [Чембровский, Казаров, 1974], еще более низкой (0,4—3 К; 2—3 км), чем для ИК-радиометров.

В СССР в течение последних лет дистанционную ИК-съемку применяли для картирования вулканов Камчатки и районов гидротермальной активности [Гусев и др., 1972; Шилин, Гусев, 1969], выявления участков избыточного увлажнения и выхода подземных вод [Шилин и др., 1971], изучения термальной структуры ландшафта степей [Виноградов и др., 1974]. Радиотепловую СВЧ-съемку с самолетов и ИСЗ использовали для определения влажности грунтов [Башаринов и др., 1969], для контроля возгораемости торфяных болот [Артемов и др., 1974].

Общим недостатком существующих методов дистанционных тепловых съемок с самолетов и ИСЗ для поисков полезных ископаемых, судя по опубликованным материалам, является отсутствие строгих теоретических основ и методики комплексной геологической интерпретации полученных данных.

Поэтому в Институте геологических наук АН УССР были проведены исследования по обоснованию теории и методики дистанционных тепловых съемок земной поверхности и их комплексной геологической интерпретации с помощью ЭВМ для поисков нефти, газа, сульфидных руд, участков питания и разгрузки подземных вод [Лялько и др., 1979].

Физико-математическая модель тепломассопереноса и процессы формирования поискового геотермического сигнала на месторождениях полезных ископаемых

Тепловой режим месторождения полезных ископаемых, особенности которого определяют поисковый температурный сигнал, зависит от процессов генерирования и переноса тепла.

В верхней части земной коры тепло распространяется путем кондукции, т. е. без перемещения вещества, и путем конвекции. Так как конвективный тепловой поток прямо пропорционален скорости движения флюида, процесы миграции должны рассматриваться как фактор теплопереноса.

На месторождениях некоторых полезных ископаемых происходят процессы, сопровождающиеся выделением тепла в залежь, в вышележащие горные породы или перераспределением теплового потока. Эти процессы вызывают образование повышенного теплового потока, что ведет к формированию температурных аномалий в недрах и на поверхности Земли. Кроме того, в приповерхностной части земной коры (выше «нейтрального» слоя), подвергающейся влиянию периодического солнечного нагрева, важную роль в формировании теплового режима играет тепловая инерция горных пород.

Из каждой залежи происходит миграция химических соединений или элементов, входящих в состав полезного ископаемого. В результате вокруг залежи образуется область существования вещества, входящего в состав полезного ископаемого, — ореол рассеяния. Основными факторами, определяющими образование ореолов, являются состав и состояние полезных ископаемых, геологическая и климатическая обстановка, состав вмещающих пород, воздействие подземных вод, влияние температуры и давления [Геология..., 1960].

Над залежами нефти и газа в перекрывающих породах образуются газовые ореолы, вызванные непрерывным поступлением углеводородных газов и паров из залежи.

Размеры ореолов рассеяния в приповерхностных слоях над месторождениями рудных полезных ископаемых могут достигать десятков и сотен метров. В случае омывания рудных тел подземными водами (гидрогеохимические ореолы) размеры ореолов увеличиваются [Алексеев и др., 1968; Антонов, 1968].

Рассмотрим тепловые процессы, происходящие в наиболее изученных месторождениях нефти, газа, сульфидных руд и подземных вод.

Нефтегазовые месторождения. Вертикальная миграция углеводородов происходит из каждой залежи нефти и газа. Если залежь перекрыта плотными породами, то миграция осуществляется только диффузией. При наличии разломных нарушений в кровле, обычно приуроченных к сводовым частям залежи, нефтегазоносный флюид переносится более интенсивно конвективным путем. В результате этих процессов вокруг залежи углеводородов образуется ореол рассеяния, распространение которого зависит от размера месторождения и отмеченных факторов. Газонасыщенность горных пород обычно постепенно увеличивается по мере приближения к нефтегазоносной залежи [Антонов, 1968; Бурштар, 1973].

Однако существуют нефтегазовые месторождения, где газовые ореолы рассеяния выражены очень слабо, а иногда над залежью формируется бактериальная аномалия [Геология..., 1960]. Это приводит к неоднозначности интерпретации результатов газовой съемки в приповерхностных слоях и на земной поверхности.

В толщах осадочных пород происходит окисление углеводородов, которое может осуществляться при взаимодействии их с сульфатными подземными водами. Под действием сульфатредуцирующих бактерий сульфаты реагируют с органическим веществом, образуя углекислый газ, а сернистые соединения реагируют с водой. Но эти процессы могут протекать только при температурах ниже 70—100 °С, т. е. до глубин 2—3 км. На больших глубинах возможны два вида окисления углеводородов: первый — химическое окисление сульфатами при температурах 150—200 °С и выше с образованием углекислого газа и сероводорода, второй — с участием кислорода, выделяющегося в результате естественного радиолиза подземных вод [Вовк, 1973; Соколов, 1971].

В зонах свободного водообмена и аэрации окисление углеводородов, мигрирующих из нефтяных и газовых залежей, осуществляется как непосредственно химически, так и с помощью специфических микроорганизмов.

Таким образом, процессы окисления углеводородов происходят не только в залежах, но и в перекрывающих пластах. Они зависят от интенсивности поступления окислителя и сопровождаются выделением тепла [Гуревич и др., 1972]. Характерно, что распределе-

ние свободного кислорода изменяется от 21% на земной поверхности до единиц процентов на глубине 20 м и до нуля на глубинах свыше 100 м [Высоцкий, 1954].

Температурная аномалия в своде продуктивных структур может достигать 10—15 °С. По мере приближения к земной поверхности она уменьшается [Чекалюк и др., 1974; Van Orstrand, 1935; Terry, Burney, 1941]. По контуру нефтегазовых залежей иногда фиксируются кольцевые отрицательные аномалии теплового потока. Некоторые исследователи объясняют их влиянием естественной конвекции под действием геотемпературного градиента, образующей восходящий поток флюидов в центре залежи и нисходящий — по периферии [Сардаров, Суетной, 1975].

Кондуктивный теплоперенос происходит повсеместно. Тепловой кондуктивный поток определяется температурным градиентом и теплопроводностью горных пород. Распределение теплового потока зависит от теплофизических свойств горных пород. Таким образом, геологическое строение района, форма и условия залегания пластов пород с различной теплопроводностью определяют тепловые потоки и особенности геотермических условий.

Экспериментально доказано, что почти все горные породы в той или иной мере проницаемы для углеводородных газов [Соколов, 1948].

Латеральная миграция углеводородов происходит преимущественно по водоносным пластам, в то время как интенсивная вертикальная миграция возникает в связи с нарушенностью слабопроницаемых пластов разрывами, трещинами или в связи с наличием литологических окон. В зависимости от характера заполнения и неотектонической обстановки разрывные нарушения могут служить в одних случаях путями миграции, в других — экранами. Многие исследователи именно этим объясняют положительные тепловые аномалии над месторождениями нефти и газа [Думанский, Кульчицкий, 1967; Van Orstrand, 1926, 1934]. Особенности движения флюидов на нефтегазовом месторождении влияют на характерные черты геологических условий.

Таким образом, миграция углеводородов и естественная конвекция в залежи являются процессами, определяющими особенности теплового поля (рис. 22). Наряду с процессами теплопереноса на тепловое поле месторождения влияет распределение тепловых источников.

Процесы окисления протекают с выделением тепла. Об этом свидетельствуют их следы в виде смол, асфальтенов, микроорганизмов на контакте залежи углеводородов с подземными водами и в ореоле рассеяния.

Для процесса окисления (до CO_2) нефти и газа в залежах и их ореолах рассеяния (под влиянием омывания кислородсодержащими водами и вследствие деятельности микроорганизмов) характерны следующие экзотермические реакции [Ашимор, 1966]:

$$\underset{\text{метан}}{CH_4} + 2O_2 \rightarrow CO_2 + 2H_2O + 843 \text{ кДж};$$

$$\underset{\text{этан}}{C_2H_6} + 3{,}5O_2 \rightarrow 2CO_2 + 3H_2O + 1619 \text{ кДж};$$

$$\underset{\text{пропан}}{C_3H_x} + 5O_2 \rightarrow 3CO_2 + 4H_2O + 2205 \text{ кДж}.$$

Нефть, окисляясь до CO_2, выделяет $2{,}1 \cdot 10^{10}$ Дж тепла. «Период полураспада нефти принято считать равным 10^7—10^8 лет» [Чекалюк и др., 1974]. Если нефтесодержащие пласты имеют мощность 300—400 м, то энергия окисления нефти может увеличить фоновый тепловой поток из недр на 8,4—25 мВт/м^2.

Интенсивность процессов окисления зависит от интенсивности подачи кислорода, поэтому можно предположить, что по мере приближения к земной поверхности процесс выделения тепла будет происходить все активнее. По-видимому, значительное количество тепла выделяется при окислении углеводородов в зоне ореола рассеяния, особенно при восходящей миграции углеводородов в зоне интенсивного водообмена и в зоне аэрации, богатых кислородом и микроорганизмами

Ореол рассеяния распространяется от залежи до земной поверхности, пересекая водоносные горизонты. В зонах пересечения с водоносными горизонтами и аэрации существуют условия более интенсивного поступления окислителя. В приповерхностных зонах над залежами содержание углеводородов резко уменьшается, а кислорода резко возрастает (особенно на глубинах до 10 м) [Высоцкий, 1954], что свидетельствует об окислении углеводородов. Таким образом, в залежи и в горных породах над ней происходит генерация тепла, что, в свою очередь, определяет характер теплового поля.

В усилении поискового геотермического сигнала существенную роль играют процессы микробиологического окисления мигрирующих углеводородов в приповерхностных

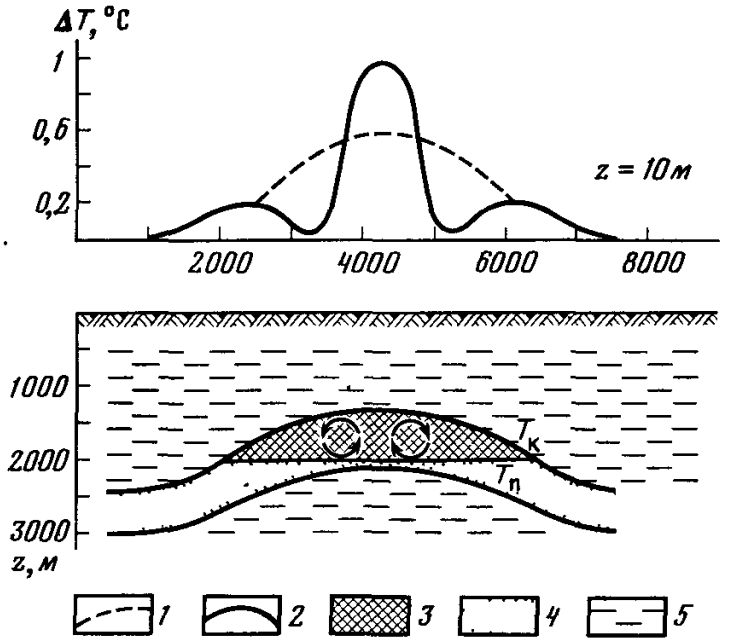


Рис. 22. Влияние экзотермических процессов и естественной конвекции в нефтегазовых залежах на геотемпературное поле

1, 2 — температурные аномалии, вызванные· *1* — совместным влиянием тепловых источников и конвекции в залежи, *2* — влиянием только тепловых источников в нефтяной залежи, *3—5* — пласты *3* — нефтенасыщенные, *4* — водонасыщенные, *5* — нефтеводонепроницаемые. Приняты типовые исходные данные $\Delta q \cdot m = 105$ мВт/м², $v = 5$ см/год, $\lambda = 1{,}68$ Вт/(м × × град), $T_п - T_к = 15$ °С, $\Delta T = [\Delta q \cdot m + C - v \times (T_п - T_к)] \times z/\lambda$

слоях над нефтегазовыми залежами, что обеспечивает прогрев земной поверхности до аномалий величиной в первые градусы, фиксируемые дистанционной ИК-съемкой [Лялько и др., 1979].

Месторождения полиметаллических сульфидных руд. Исследования, проведенные на различных месторождениях [Лахтионов, Тархов, 1967, 1970; Гинзбург и др., 1976], показали, что основными факторами, определяющими геотермический режим, являются большая теплопроводность сульфидных руд (пирита, сфалерита, галенита и др.), достигающая 8—10 Вт/(м × град), и окисление их в приповерхностных слоях и на глубине («электроокисление»). В литературе [Лахтионов, Тархов, 1967; Калашников, 1975] отмечается, что измерениями, проведенными на месторождениях, зафиксированы отрицательные температурные аномалии ниже уровня рудного тела и положительные — выше рудного тела. Исследованиями, проведенными Ю. А. Калашниковым на Рудном Алтае, обнаружены температурные аномалии +5°С на глубине 100 м над рудным телом. Когда тело выходит на земную поверхность, то на глубине 200 м температура под рудным телом на 4°С ниже, чем в окружающих породах.

Мощность рудных тел изменяется от единиц до сотен метров. Влияние экзотермических реакций окисления сульфидов на образование тепловых аномалий может оказаться значительным лишь при достаточном количестве кислорода, т. е. в приповерхностных частях земной коры. Н. И. Боев, В. В. Гордиенко, Р. И. Кутас [1977] исследовали тепловой режим сульфидных месторождений Украины. Они указывают, что тепловая аномалия в зоне сульфидного оруденения может достигать 11—83,2 мВт/м², и отмечают значительную роль движения подземных вод в процессах, влияющих на распределение температур и тепловых потоков. Например, аномалия теплового потока на Беганьском месторождении объясняется восходящим движением подземных вод по трещиноватым зонам, сопровождающим разломы. Это месторождение характеризуется выделением тепла в рудном теле и повышенной теплопроводностью руд. Выделение тепла происходит при окислении сульфидных руд и составляет около $7{,}96 \cdot 10^5$ Дж/моль, или $(3{,}35—8{,}38) \cdot 10^5$ Дж на килограмм исходного продукта.

Основные реакции можно записать так:

$$2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O \rightarrow 2FeSO_4 + 2H_2SO_4 + 7{,}96 \cdot 10^5 \text{ Дж} —$$ **окисление пирита;**

$$PbS + 2O_2 \rightarrow PbSO_4 + 8 \cdot 10^5 \text{ Дж} —$$ **окисление галенита;**

$$ZnS + 2O_2 \rightarrow ZnSO_4 + 7{,}46 \cdot 10^5 \text{ Дж} —$$ **окисление сфалерита.**

В полиметаллических месторождениях выделение тепла может достигать $(0{,}419—4{,}19) \cdot 10^{13}$ Дж/м³ при содержании металлов до 10—20%. Если процесс окисления происходит в слое мощностью 100 м за время около 1 млн. лет, то плотность теплового потока составит 12,6—126 мВт/м², что сравнимо с величиной глубинного теплового потока [Боев и др., 1977]. Как показывают натурные измерения [Лахтионов, Тархов, 1967, 1970], повышение температуры над залежью может достигать долей градуса на земной поверхности и нескольких градусов на глубинах в десятки метров (рис. 23).

Геологические тела с повышенной теплопроводностью (рудные тела, соляные штоки, дайки и др.). Если геологическое тело характеризуется повышенной по сравнению с вме-

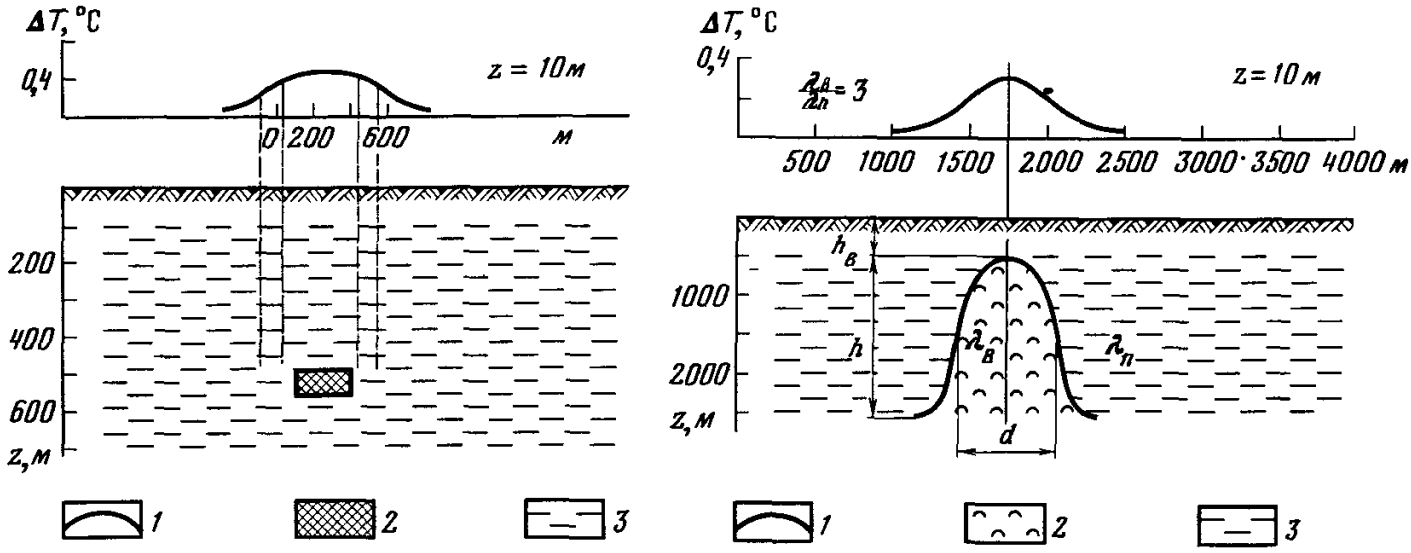


Рис 23 Влияние залежей полиметаллических сульфидных руд на геотемпературное поле

1 — температурная аномалия (на графике), *2* — рудное тело, *3* — вмещающие породы Приняты типовые исходные данные $\lambda = 1{,}69$ Вт/(м · град), $\Delta q = 41{,}9$ мВт/м^2

Рис. 24. Влияние зон тектонических нарушений, которые заполнены отложениями с теплопроводностью, существенно отличающейся от фоновой теплопроводности вмещающих горных пород, на геотемпературное поле

1 — температурная аномалия (на графике), *2* — каменная соль, *3* — вмещающие породы (в разрезе) Расчет проведен по формуле

$$\Delta T = \frac{\lambda_в - \lambda_п}{\lambda_в + \lambda_п} \cdot \frac{\Gamma d^2 h}{16 h_в^3} z$$

щающими породами теплопроводностью, то и тепловой поток в нем будет относительно повышенным. При этом над рудным телом образуется положительная температурная аномалия, а под ним — отрицательная. Если теплопроводность руд (или других геологических тел) втрое больше теплопроводности вмещающих горных пород, то температурная аномалия в приповерхностных слоях может достигать единиц градусов (рис. 24).

Подземные воды. Одним из основных факторов, перераспределяющих тепловой поток в земной коре и влияющих на поле температур, является перенос тепла подземными водами. Вертикальное движение подземных вод по ослабленным зонам разломов или фильтрационным «окнам» и фильтрация по наклонным водоносным пластам вызывают образование тепловых и температурных аномалий. Эти аномалии могут достигать единиц градусов в приповерхностных слоях при скоростях движения подземных вод, исчисляемых метрами в год.

Наличие в недрах залежей полезных ископаемых формирует в земной коре температурную аномалию, т. е. поисковый геотермический сигнал, который может быть зафиксирован в приповерхностных слоях и на земной поверхности. В сложных природных условиях тепловой сигнал в зависимости от геологических особенностей района может усиливаться или искажаться сопровождающими процессами. Например, конвективный теплоперенос подземными водами может уменьшать тепловой сигнал залежи и смещать температурный максимум, а соляной шток может вызвать температурную аномалию, соизмеримую с полезным сигналом. Поэтому необходимо количественно оценить влияние каждого из упомянутых процессов на геотермический режим месторождения.

Схематизация природных условий

Для каждого типа месторождений характерны свои особенности в процессах выделения и переноса тепла.

Процессы выделения тепла в основном характерны для месторождения углеводородов и полиметаллических сульфидных руд. На месторождении сульфидных руд они происходят только в залежи, на нефтегазовых месторождениях — также и в перекрывающих залежь породах за счет окисления мигрирующих к поверхности углеводородов.

В месторождениях нефти и газа существует естественная конвекция в самой залежи. Это явление в некоторых случаях может вызвать положительную тепловую аномалию

над центром залежи и некоторое понижение теплового потока на периферии. Так как поверхность Земли подвергается воздействию солнечного нагрева с суточным и годовым периодом, то в пределах месторождения выделяются две зоны с характерным геотермическим режимом: верхняя (выше «нейтрального» слоя), где температура меняется периодически, и нижняя, с установившимся температурным режимом, где годовые изменения температур незначительны.

Модели тепломассопереноса. Процессы теплопереноса на месторождениях могут быть описаны двумерным нестационарным уравнением теплопроводности с учетом конвекции. Пренебрегая тепловыми эффектами при изменении давления и считая, что температура флюида совпадает с температурой скелета породы, запишем

$$\frac{\partial}{\partial x}\left[\lambda(x,\ z)\frac{\partial T}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left[\lambda(x,\ z)\frac{\partial T}{\partial z}\right]-c\rho v_x(x,\ z)\frac{\partial T}{\partial x}-$$
$$-c\rho v_z(x,\ z)\frac{\partial T}{\partial x}+B(x,\ z,\ t)=c_0\rho_0\frac{\partial T}{\partial t}, \qquad (6.1)$$

где T — температура; λ, c_0, ρ_0 — соответственно коэффициент теплопроводности, теплоемкость и плотность горных пород; v_x и v_z — проекции скорости фильтрации флюида на горизонтальную и вертикальную оси координат x и z; c и ρ — теплоемкость и плотность флюида; $B(x,\ z,\ t)$ — плотность распределенных источников тепла (тепловыделение в залежи или в ореоле рассеяния); t — время.

Начало координат совмещаем с земной поверхностью. Тогда рассматриваемая область ограничится координатами $-a<x<a$, $0<z>b$. Границы области $(-a,\ a,\ b)$ выбираются так, чтобы тепловым влиянием залежи на них можно было пренебречь.

Граничные условия на земной поверхности должны учитывать теплопередачу конвекцией, радиацией, излучением, а также затраты тепла на фазовые переходы почвенной влаги. В случаях, когда предметом изучения является влияние теплового баланса или его составляющих на термический режим земной поверхности и приповерхностных слоев, необходимо учитывать сложность процессов теплообмена на границе земная поверхность — воздух.

Д. А. Куртенер и А. Ф. Чудновский [1969] показали, что граничное условие на земной поверхности при теплопередаче конвекцией, радиацией, изучением с учетом затрат на испарение почвенной влаги может быть представлено в виде граничного условия третьего рода:

$$-\lambda\frac{\partial T(0,\ t)}{\partial z}=N(t)[T_э(t)-T_п], \qquad (6.2)$$

где $N\ (t)$ — параметр, учитывающий теплообмен на поверхности; $T_э$ — эквивалентная температура воздуха; $T_п$ — температура поверхности.

Если же при изучении процесса теплопереноса в недрах имеются данные о температурах в приповерхностных слоях, измеренных в глубоких скважинах, то можно использовать граничное условие первого рода [Куртенер, Чудновский, 1969; Чудновский, 1976]. Учитывая, что изменение температуры со временем на поверхности Земли можно приближенно выразить суперпозицией гармонических функций, запишем

$$z=0,\ T(t)=T_0+\sum_{i=1}^{2}A_i\cos(\omega_i t+\varphi_i), \qquad (6.3)$$

где A_i — амплитуда температурных колебаний; $\omega_i=2\pi/\tau_i$ — круговая частота; τ_i — период колебаний; φ_i — начальная фаза; τ_1 — 1 год, τ_2 — 1 сут.

Остальные граничные условия можно записать следующими выражениями:

$\frac{\partial T}{\partial x}=0$ на границах $x=\pm a$ и

$-\lambda\frac{\partial T}{\partial z}=q_г(x)$ на границе $z=b$.

На границах $x=\pm a$ нет перетока тепла в горизонтальном направлении; тепловой поток, не искаженный нефтегазовой залежью, направлен вертикально вверх. На нижней границе задаем глубинный кондуктивный тепловой поток в соответствии с реальным его распространением в недрах Земли.

Сформулированная задача теплопереноса в общем случае может быть решена численно, однако иногда возможны упрощения, позволяющие получить аналитические решения, удобные для практических оценок.

Упомянутые факторы — источники тепла, зоны аномальной теплопроводности, процессы естественной конвекции, движение подземных вод — вызывают температурную аномалию, которая в зависимости от вида полезного ископаемого может использоваться как поисковый сигнал или являться шумом, затрудняющим обнаружение полезного сигнала.

В первом случае использование модели дает расчетные характеристики температурной аномалии, которые должны приближаться к наблюдаемым. Во втором — эти расчетные данные должны учитываться путем введения соответствующих поправок. Например, учет влияния движения подземных вод в горизонтальном водоносном пласте позволяет ввести поправку на положение залежи относительно максимума температурной или газовой аномалии.

Тепловой баланс земной поверхности и формирование поискового сигнала. Рассмотрим тепловой баланс земной поверхности и роль глубинного теплового потока в его формировании, в том числе роль теплогенерации на месторождениях углеводородов (рис 25) Тепловой баланс земной поверхности можно представить формулой [Куртенер, Чудновский, 1969]

$$(1 - r) q_{рк} = q_{рд} + q_{в} + q_{и} + q_{п}, \tag{6.4}$$

где r — альбедо земной поверхности; $q_{рк}$ — поток суммарной коротковолновой радиации; $q_{рд}$ — эффективное длинноволновое излучение; $q_{в}$ — поток тепла в воздух; $q_{и}$ — тепловой поток, расходуемый на испарение; $q_{п}$ — тепловой поток в почву.

Вся информация о глубинном строении земной коры и процессах переноса в ней флюидов, о залежах полезных ископаемых содержится в тепловом потоке почвы ($q_{п}$), который можно расчленить на следующие генетические составляющие: 1) глубинную, возникающую глубже залежи полезного ископаемого ($q_{г}$); 2) полезную, образующуюся за счет процессов, происходящих в самой залежи полезного ископаемого ($q_{пол}$); 3) вторичную, возникающую в пластах, перекрывающих залежь полезного ископаемого ($q_{вт}$); если процессы генерации тепла связаны непосредственно с полезным ископаемым, то эта составляющая усиливает полезный сигнал, в противном случае она создает помехи, искажающие полезный сигнал; 4) периодически изменяющуюся ($q_{изм}$), обусловленную неравномерным прогреванием земной поверхности Солнцем в течение суток и года; 5) конвективную ($q_{кв}$), образующуюся за счет привноса (выноса) тепла в данный участок земной коры движущими флюидами.

Месторождения полезных ископаемых имеют обычно относительно небольшие размеры (несколько километров), что позволяет принять условие равенства синхронных значений параметров, определяющих теплообмен между поверхностью Земли и атмосферой, конвективной ($q_{кв}$), периодической ($q_{изм}$) и глубинной ($q_{г}$) составляющих теплового потока почвы для аномального участка поверхности над залежью полезных ископаемых и фонового участка, удаленного от залежи.

Сравнивая уравнения теплового баланса для обоих участков и выражая их составляющие через температуры поверхности, получим

$$\Delta T = T_{ан} - T_{фон} = \frac{q_{п_{ан}} - q_{п_{фон}}}{M_1 + a + B_1}, \tag{6.5}$$

где $T_{ан}$, $T_{фон}$ — температуры земной поверхности на аномальном и фоновом участках; $q_{п_{ан}}$ $q_{п_{фон}}$ — тепловой поток в почве для аномального и фонового участков; M_1 — коэффициент, определяющий длинноволновое излучение и зависящий от упругости водяного пара в атмосфере, от облачности, температуры воздуха; a — коэффициент теплоотдачи от поверхности Земли в воздух; B_1 — коэффициент, определяющий тепловой поток, расходуемый на испарение.

Если экспериментальные исследования температуры земной поверхности выполняются в однотипном ландшафтно-климатическом районе, в пределах которого расположены аномальные и фоновые по тепловому потоку в недрах участки, то разность синхронных значений потоков тепла (температур) на этих участках на земной поверхности (при предполагаемом равенстве остальных составляющих теплового баланса) может быть объяснена процессами, связанными с наличием определеного типа теплогенерирующих полезных ископаемых. Принимая, что на фоновом участке, удаленном от залежи, полезный и вторичный потоки тепла пренебрежимо малы, и учитывая равенство (6.4), запишем выражение для температурной аномалии на поверхности Земли

$$\Delta T = T_{ан} - T_{фон} = \frac{q_{пол} + q_{вт}}{M_1 + a + B_1} = \frac{q_{пол} + q_{вт}}{N}. \tag{6.6}$$

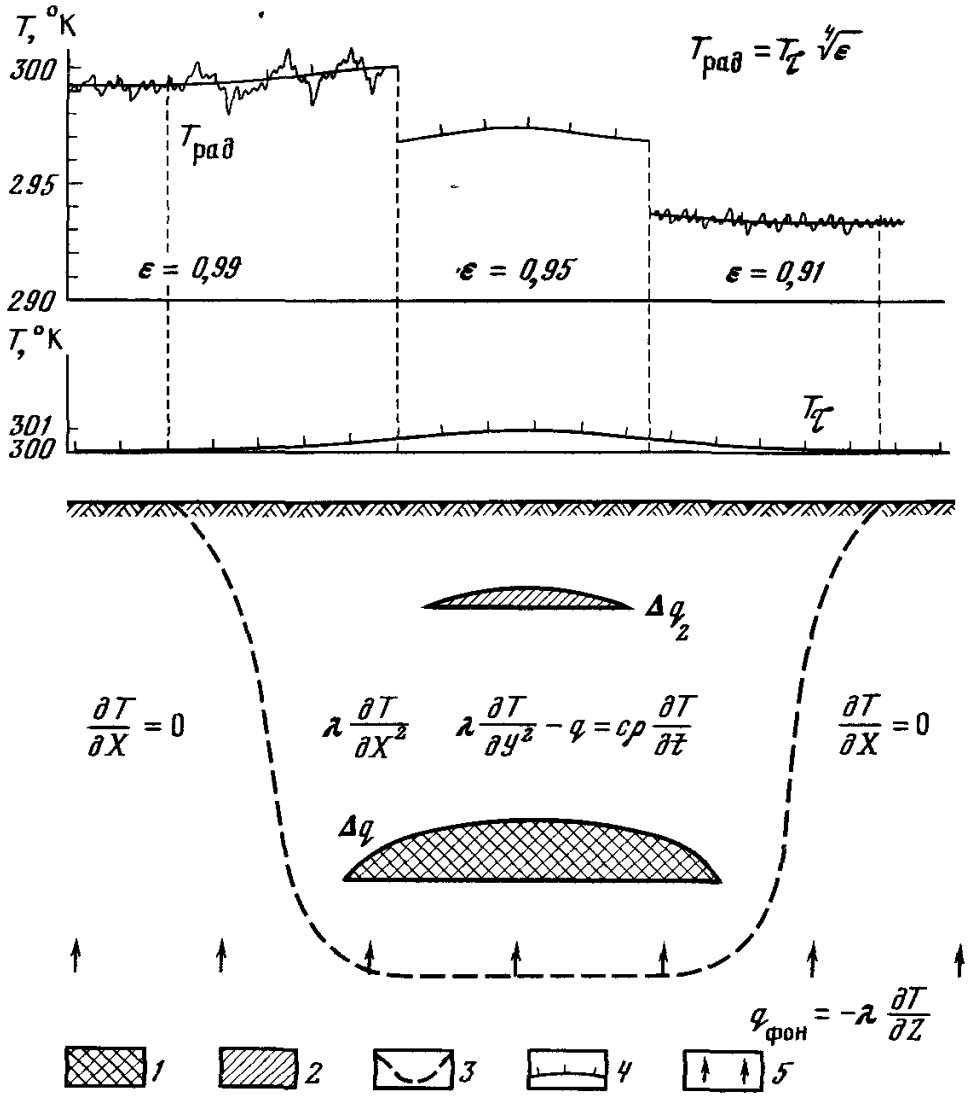


Рис. 25. Модель формирования радиационных температур земной поверхности над нефтегазовыми залежами

1 — нефтегазовая залежь, *2* — зона биохимического окисления в поверхностных слоях над залежью, *3* — граница зоны теплового влияния залежи, *4* — радиационная температура поверхности Земли, *5* — глубинный тепловой поток

Из этого выражения следует, что температурная аномалия на поверхности Земли прямо пропорциональна интенсивности тепловыделяющих процессов, связанных с полезными ископаемыми.

Учитывая формулу (6.3) и полагая, что $q_{рд} = \varepsilon\sigma T_п^4$, радиационный баланс на границе земная поверхность — атмосфера можно описать соотношением [Шилин и др., 1976]

$$R = q_{рк}(1 - r) - \sigma T_в^2 + \varepsilon\sigma T_п^4 = q_в + q_и + q_п, \tag{6.7}$$

где σ — постоянная Стефана-Больцмана; ε — степень черноты земной поверхности (обычно $\varepsilon = 0{,}94 \div 0{,}99$); $T_в$ — температура воздуха; $T_п$ — термодинамическая температура земной поверхности.

Рассматривая упрощенный случай одномерного нестационарного кондуктивного теплопереноса с граничным условием (6.7), можно определить температуру на границе земная поверхность — атмосфера [Шилин и др., 1976]:

$$\Delta T = \frac{R \cos\left(\omega t - \psi - \frac{\pi}{4}\right)}{\sqrt{\omega}\left(\rho_в c_в \sqrt{a_в} + \rho_0 c_0 \sqrt{a_0}\right)}, \tag{6.8}$$

где ΔT — отклонения температуры от среднесуточных значений; R — радиационный баланс; ω — круговая частота вращения Земли; $\rho_в$, $c_в$, $a_в$ — соответственно плотность, теплоемкость и коэффициент турбулентного обмена приземного воздух; $a_0 = \lambda/(c_0\rho_0)$ — коэффициент температуропроводности грунта; ρ_0, c_0, λ — соответственно плотность, удельная теплоемкость и теплопроводность слоя грунта, учавствующего в теплообмене с атмосферой.

Из выражений (6.7) и (6.8) следует, что температурные контрасты различных природных объектов, находящихся в одинаковых метеорологических условиях, определяются вариациями альбедо (которое в пророднных условиях может изменяться от 0,1 до 0,7,

составляя в среднем 0,3) и параметра $\rho_0 c_0 \sqrt{a_0} = \sqrt{\rho_0 c_0 \lambda}$, называемого обычно тепловой инерцией. Наличие тепловой инерции почвы грунтов делает малоинформативными дистанционные тепловые нефтегазопоисковые съемки, проводимые при солнечном освещении, поскольку при этом поисковые геотермические аномалии искажаются за счет различного поверхностного нагрева и охлаждения участков земной поверхности.

Солнечная погода способствует (особенно в горных местностях) формированию на земной поверхности ложных (для поисковых целей) тепловых аномалий за счет так называемого топографического эффекта (разница температур освещенного и теневого склонов может превышать 15 °С) и затеняющего влияния отдельных облаков.

Дистанционный сигнал, радиационная температура земной поверхности ($T_{рад}$), измеряются ИК-радиометрами, термодинамическая температура поверхности ($T_п$) на тех же участках — контактными измерениями. Эти величины связаны зависимостью $T_п = T_{рад}/\sqrt[4]{\varepsilon}$. Значение ε в природных условиях обычно изменяется в пределах 0,99—0,94, следовательно, ошибка в определении термодинамической температуры при одном и том же значении радиационной температуры может достигать нескольких градусов.

Виды и последовательность работы при дистанционных геотермических поисках

Поисковые работы должны начинаться с мелкомасштабной ИК-съемки с ИСЗ (в сочетании со съемками в других диапазонах спектра электромагнитных колебаний) крупного региона земной поверхности. На участках тепловых аномалий, выявленных по результатам такой съемки, должна проводиться крупномасштабная тепловая съемка с самолета и наземная привязка геотермических аномалий по профилям разноглубинных (до 10 м) скважин. Для этих аномальных участков рассчитываются математические модели тепломассопереноса в недрах и путем решения обратных задач (используя полученное распределение температур на земной поверхности и максимально привлекая результаты сейсмо-, электро-, грави- и магниторазведочных работ) определяется предполагаемая глубина залегания и мощность месторождения полезного ископаемого.

Количественный учет искажающего влияния экзогенных факторов на поисковый геотермический сигнал, измеряемый на поверхности Земли, можно осуществить сравнением данных дистанционной тепловой съемки с непосредственными и синхронными измерениями температур контактным методом на тех же участках при различных экспозициях и наклонах рельефа, типах почв и растительности, интенсивностях осадков, ветра, инсоляции, временах года, суток и т. д. На основании таких эксперментов, охватывающих возможный диапазон изменения экзогенных факторов, влияющих на радиационную температуру почвогрунтов, строятся таблицы поправок, которые вносятся в первичные результаты тепловой съемки.

В целях максимального уменьшения влияния поверхностных «шумов» на полезный геотермический сигнал дистанционная тепловая съемка земной поверхности должна проводиться:

1) практически синхронно и с высокой точностью регистрации температуры вдоль профиля съемки на участке земной поверхности, соответствующем размеру залежи, т. е. около нескольких километров;

2) в предрассветные часы, когда земная поверхность успевает максимально остыть после предыдущего дня (таким образом сводятся к минимуму экзогенные температурные различия);

3) в весенне-осенний период, когда минимальна высота трав и культурных посевов;

4) в длительный бездождевой и безветренный период, чтобы исключить влияние фильтрующихся осадков ветрового охлаждения и фазовых переходов;

5) синхронно с прецизионными наземными измерениями температур на фоновых и аномальных участках месторождения.

При дистанционном изучении тепловых полей Земли с помощью ИК-радиометра его разрешающая способность по пространству должна быть не хуже 50 м, а чувствительность — порядка 0,01—0,1 °С. Известные в настоящее время по опубликованным материалам ИК-радиометры характеризуются чувствительностью 0,1—1 °С. Детальное описание и методика работы с ними приведены в работе А. В. Ганкевича [1974].

Одновременно с дистанционным измерением температуры должна проводиться съемка в видимом диапазоне и спектрозональная съемка поверхности. Это необходимо для определения признаков дистанционного распознавания различных типов поверхности и растительного покрова, чтобы ввести поправки за разную степень черноты по-

Рис. 26. Результаты синхронных измерений температуры на земной поверхности в предрассветные часы над Прилукским нефтяным месторождением в районе скважин геотермической съемки

Цифры на кривых — номера скважин

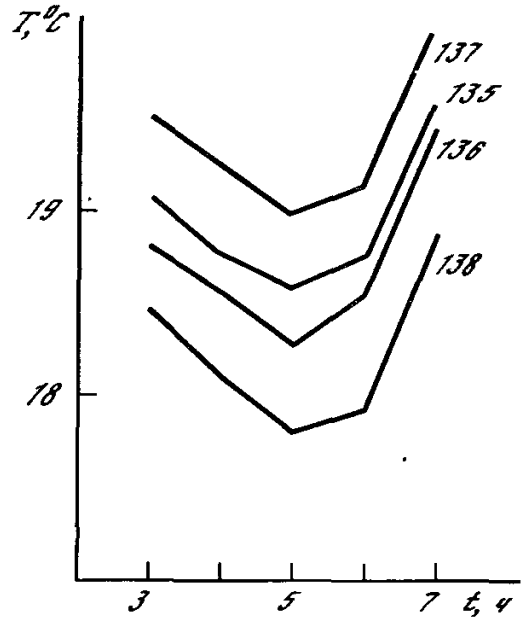
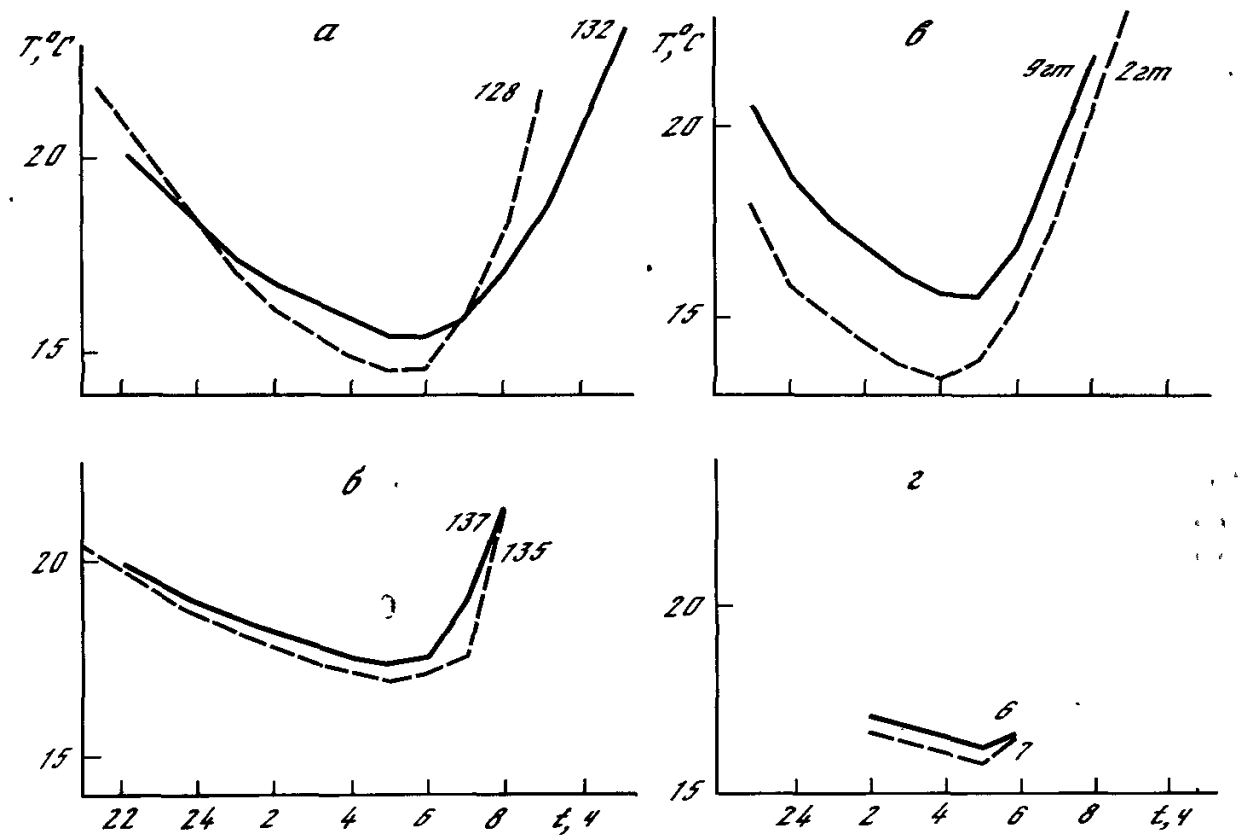


Рис. 27. Изменение поверхностной температуры в течение суток в центре залежи (сплошная линия) и за контуром месторождения (пунктир)

Площади: *а* — Леляковская, *б* — Прилукская, *в* — Качановская, *г* — Руденковская Цифры на кривых — номера скважин



верхности. Целесообразно тепловую ИК-съемку дополнить исследованием в СВЧ-диапазоне, что позволит получить сведения о распределении температуры и влажности с увеличением глубины в приповерхностных слоях.

Для отработки поисковых критериев на нефть и газ при дистанционной тепловой съемке вначале следует провести наземные измерения температур в неглубоких скважинах на типовых участках, так называемых опытных площадях. Такими площадями могут быть участки над известными структурными и неструктурными ловушками, заполненными нефтью и газом.

Как уже отмечалось, положительные температурные аномалии в недрах над участками нефте- и газосодержащих пород сопровождаются температурными аномалиями на земной поверхности [Чекалюк и др., 1974; Лялько, Митник, 1975]. Такое явление может быть признаком для поисков нефтегазовых залежей и использоваться для разработки дистанционных методов.

Сравнивая тепловой баланс земной поверхности двух участков — над залежью и за ее контуром, близко расположенных друг от друга, с приблизительно одинаковыми экспозицией поверхности, типами грунта и растительности, отмечаем, что в одно и то же время температуры этих участков можно определять по различию значений тепловых потоков (обусловленных тепловыми процессами) из недр нефтегазовых залежей и перекрывающих слоев. Если теплофизические характеристики почв независимы от температуры, что

практически всегда наблюдается в реальных условиях приповерхностной зоны, то величину температурной аномалии можно записать в виде формулы (6.5).

Для проведения экспериментальных исследований температуры поверхности выбраны Прилукская и Леляковская (нефтеносные), Качановская (нефтегазоносная) и Руденковская (газонефтеносная) продуктивные площади Днепровско-Донецкой впадины, где в 1974—1977 гг. проведена геометрическая съемка в неглубоких скважинах, с помощью которой установлены положительные температурные аномалии.

Измерения температуры земной поверхности на каждом участке выполнялись одновременно в трех пунктах, один из которых находился в центре залежи, второй — за ее контуром, а третий — в некоторой точке между двумя первыми. Пикеты располагались вблизи скважин геотермической съемки [Лялько и др., 1979].

Участки поверхности, на которых проводились исследования, выбирались однотипными по составу грунта, влажности, типу растительного покрова, ориентации и экспозиции склонов. Расстояние между крайними пикетами не превышало 4—5 км, поэтому метеорологические условия на момент съемки на этих точках можно считать одинаковыми.

Анализ полученных результатов показал, что оптимальным для измерения температуры на поверхности Земли является интервал времени от 5 до 6 ч, соответствующий предрассветному времени. В эти часы скорость изменения температуры и влияние экзогенных факторов минимальны.

Значение температурной аномалии, т. е. разность температуры поверхности Земли над залежью и за ее пределами, определяли по результатам, полученным в ночные и предрассветные часы (рис. 26). Температуру почв на участке определяли как среднеарифметическое показаний трех датчиков. При этом показания второго и третьего датчиков приводились ко времени регистрации показаний первого с помощью линейной интерполяции.

Полученные данные свидетельствуют о том, что температура земной поверхности над всеми исследованными месторождениями превышает температуру поверхности за их пределами, а значения температурных аномалий на Леляковской, Прилукской, Руденковской и Качановской площадях составляют 0,3—1,5 °С (рис. 27).

Эти результаты хорошо согласуются с материалами геотермической съемки в неглубоких скважинах [Лялько, Митник, 1975]. В июне 1977 г. на Прилукском месторождении измерения температуры поверхности выполнялись параллельно с геотермической съемкой на глубинах 1, 2, 3, 4 и 6 м. Графики, построенные по результатам исследований, показали хорошее совпадение температурных аномалий в неглубоких скважинах и на поверхности Земли. Характерные точки графиков — максимумы и минимумы прослеживаются на всех глубинах, вплоть до дневной поверхности.

Таким образом, тепловые и температурные аномалии в недрах, присущие нефтегазовым месторождениям, сопровождаются аномалиями на поверхности Земли. Температурные аномалии на поверхности составляют несколько десятых долей градуса и могут быть обнаружены известными методами. Хорошая корреляция поверхностных температурных аномалий с аномалиями на небольших глубинах позволяет рассматривать первые как поисковый признак на нефть и газ, а также использовать для дистанционных поисков тепловую съемку с летательных и космических аппаратов.

Основные природные факторы, искажающие поисковый геотермический сигнал

Анализ результатов дистанционных тепловых съемок, проведенных в различные сезоны и в разное время суток на нефтегазовых площадях Днепровско-Донецкой впадины, показал, что на термограммах отражены контрасты радиационных температур, обусловленные кусочно-однородным характером исследуемой поверхности.

В пределах таких однородных участков поверхности могут находиться мелкие неоднородности, имеющие линейные размеры от единиц до первых десятков метров, распределенные произвольно. Они также отражаются на термограммах. Наличие таких температурных контрастов, которые по размерам могут значительно превосходить приращение радиационной температуры, обусловленное глубинной геотермической аномалией, является одной из основных помех, искажающих полезный сигнал.

Рассмотрим основные метеорологические факторы, которые в совокупности с неоднородным характером земной поверхности создают помехи при дистанционной тепловой съемке.

Коротковолновое излучение — один из наиболее сильно действующих

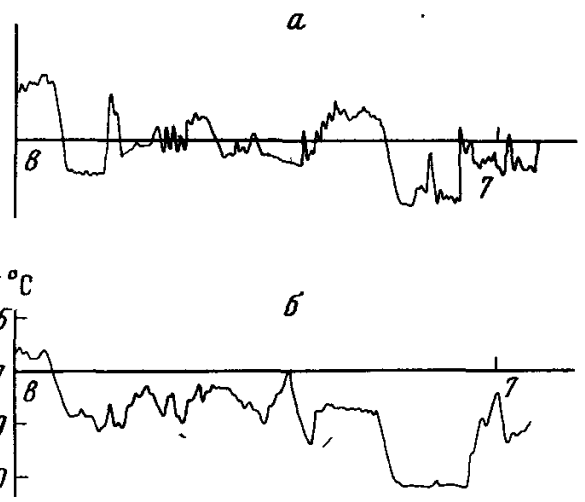


Рис. 28. Искажающее влияние прямой коротковолновой радиации на результаты дистанционной тепловой съемки на Руденковской площади (маршрут № 8—7). Дистанционные измерения выполнены сотрудниками ФТИНТ АН УССР 1 февраля 1977 г. от 11 ч 21 мин до 11 ч 25 мин

а — оптический диапазон; *б* —— ИК-диапазон

Рис. 29. Искажающее влияние фазовых переходов на результаты дистанционной тепловой съемки

Термограммы: *а* — искаженная, *б* — неискаженная

искажающих факторов. Наличие прямой коротковолновой радиации вызывает значительные тепловые контрасты при переходе от одного однородного участка поверхности к другому и в пределах однородных участков за счет мелких неоднородностей (вследствие различий в теплопроводности, теплоемкости, увлажненности почвогрунтов) и освещенности, обусловленной облачностью, теневыми эффектами, которые могут полностью подавлять полезный геотермический сигнал. В таких случаях, как правило, наблюдается корреляция освещенности поверхности и ее термодинамической температуры (рис. 28).

Наличие рассеянной коротковолновой радиации при полной облачности также увеличивает тепловые контрасты, обусловленные неравномерностью прогрева земной поверхности неоднородных по физическим свойствам областей. Однако сильное ослабление падающей коротковолновой радиации за счет облачности, а также ее равномерное распределение по площади позволяют в ряде случаев при дешифрировании термограмм дистанционной съемки выделить полезный сигнал.

Отсутствие коротковолновой радиации в ночные и предрассветные часы, когда становятся минимальными все тепловые контрасты, обусловленные неравномерным нагревом земной поверхности в дневное время, создает оптимальные условия для проведения дистанционной тепловой съемки с поисковыми целями.

Фазовые переходы, обусловленные промерзанием и оттаиванием почв, вызывают температурные контрасты, полностью подавляющие полезный геотермический сигнал. В качестве примера на рис. 29 приведена термограмма дистанционной съемки, полученная при оттаивании приповерхностного слоя почв в дневное время в условиях полной облачности.

Осадки и ветер приводят к возникновению температурных помех, обусловленных неравномерным конвективным теплообменом земной поверхности и атмосферы, изменением теплофизических свойств почв при увлажнении и испарении. Эти помехи можно устранить при дешифрировании. Кроме того, увеличение коэффициента турбулентного обмена между земной поверхностью и атмосферой одновременно уменьшает температурную аномалию на поверхности, обусловленную глубинным геотермическим сигналом. Таким образом, проведение дистанционной тепловой съемки в период неустойчивой погоды нецелесообразно.

Специального внимания заслуживает вопрос о помехах, создаваемых растительным покровом. Последний не только создает неоднородность исследуемой поверхности и связанные с ней температурные контрасты, но и может быть своеобразным экраном (в случае интенсивного развития растительности) для длинноволнового излучения поверхности Земли. При полном перекрытии излучаемой поверхности растительностью (например, лесом) радиометр фиксирует излучение растительного покрова. При слабо развитом растительном покрове (например, при всходах озимых в октябре-ноябре) его экранирующее влияние на геотермический сигнал незначительное.

Для выяснения предельно допустимой степени перекрытия излучающей поверхности растительностью и для оценки влияния увлажненности почв на полезный геотермический сигнал требуется проведение дополнительных экспериментальных исследований на опытных площадях.

Основы дешифрирования материалов дистанционных тепловых съемок земной поверхности с нефтегазопоисковыми целями [1]

В литературе [Куртенер, Чудновский, 1969; Чудновский, 1976] показано, что энергетический баланс, определяющий термодинамическую температуру земной поверхности, может быть представлен уравнением

$$q_{\text{п}} = N(t)[T_{\text{э}}(t) - T_{\text{п}}(t)], \tag{6.9}$$

где $N(t)$ — общий коэффициент теплоотдачи земная поверхность—атмосфера; $T_{\text{э}}$ — эквивалентная температура среды. Решая это уравнение относительно $T_{\text{п}}$, получим

$$T_{\text{п}} = T_{\text{э}}(t) - \frac{q_{\text{п}}}{N(t)}. \tag{6.10}$$

Величины $T_{\text{э}}(t)$ и $N(t)$ выражают влияние совокупности метеорологических факторов и свойств поверхности (альбедо, степень шероховатости, абсолютный коэффициент излучения и др.) на формирование температуры поверхности.

Значение $q_{\text{п}}$ теплового потока в грунт, как уже отмечалось, наряду с составляющими, обусловленными экзогенными факторами, может включать составляющие $q_{\text{вт}}$ и $q_{\text{пол}}$, которые определяются тепловыделением при окислении природных углеводородов в недрах. Эти составляющие вызывают приращение температуры поверхности (являющееся поисковым признаком на нефть и газ), равное

$$\Delta T_{\text{п}} = \frac{q_{\text{вт}} + q_{\text{пол}}}{N(t)}. \tag{6.11}$$

Для случая серой земной излучающей поверхности существует простая связь между ее термодинамической и радиационной температурами:

$$T_{\text{рад}} = \sqrt[4]{\varepsilon}\, T_{\text{п}} = \sqrt[4]{\varepsilon}\, T_{\text{э}}(t) - \frac{\sqrt[4]{\varepsilon}\, q_{\text{п}}}{N(t)}. \tag{6.12}$$

Тогда значение соответствующего приращения радиационной температуры равно

$$\Delta T_{\text{рад}} = \sqrt[4]{\varepsilon}\, \Delta T_{\text{п}} = \frac{\sqrt[4]{\varepsilon}\,(q_{\text{вт}} + q_{\text{пол}})}{N(t)}. \tag{6.13}$$

Выделение этой величины на фоне зарегистрированных на термограмме тепловых контрастов является основной задачей при проведении дешифрирования результатов дистанционной тепловой съемки с нефтегазопоисковыми целями.

Анализ результатов полевых наземных геотермических исследований в районах нефтегазовых месторождений, а также решение ряда задач теплопереноса на ЭВМ и АВМ показали, что распределение температурных аномалий в приповерхностных слоях и на земной поверхности в пределах областей с однородным видом поверхности описывается непрерывными гладкими функциями, осложненными флуктуациями. Распределение температуры резко меняется лишь при переходе от одного вида поверхности к другому.

---

[1] Раздел написан Л. Д. Вульфсоном.

Изучение результатов дистанционной тепловой съемки показало, что аналогичные закономерности характерны для функций, описывающих распределение радиационной температуры земной поверхности.

Учитывая отмеченные особенности функций распределения термодинамических (кинетических) и радиационных температур поверхности Земли при сопоставлении с аналитическими выражениями (6.4), (6.12), можно сделать вывод о том, что резкие изменения значений температуры обусловлены величинами N, $T_э$, $q_{изм}$ и ε. Эти параметры остаются постоянными (если исключить случайные колебания) в пределах однородных участков поверхности и могут резко изменяться при переходе от одного участка к другому. В то же время распределение суммы $q_{пол} + q_{вт}$ (6.4) и соответствующие ему приращения температуры описываются непрерывными функциями.

Применяемый метод дешифрирования основан на использовании различий в распределении радиационных температур, обусловленном упомянутыми факторами. Первый этап дешифрирования сводится к выделению однородных участков по типу поверхности и к сглаживанию кривых радиационной температуры в пределах этих участков по методу наименьших квадратов. Тем самым исключается влияние локальных неоднородностей, имеющих случайный характер, и определяются закономерности изменения радиационной температуры в пределах таких участков.

Второй этап заключается в приведении фрагментов термограмм, соответствующих различным по характеру поверхности участкам, к поверхности некоторого n-го участка, принятого за эталон. В соответствии с выражением (6.12) эта операция означает введение для $(n + 1)$-го фрагмента термограммы масштабного множителя

$$K = \frac{\sqrt[4]{\varepsilon_n}\, N_{n+1}}{\sqrt[4]{\varepsilon_{n+1}}\, N_n} \qquad (6.14)$$

и параллельный перенос на величину $\Delta T_{рад}$, равную разности постоянных составляющих функций, описывающих распределение на n-м и $(n + 1)$-м участках:

$$\Delta T^0_{рад} = \sqrt[4]{\varepsilon_n}\left(T_{э,\,n} - \frac{q_{изм,\,n} + q_г}{N_n}\right) - \sqrt[4]{\varepsilon_{n+1}}\left(T_{э,\,n+1} - \frac{q_{изм,\,n+1} + q_г}{N_{n+1}}\right). \qquad (6.15)$$

Величина K вычисляется как отношение градиентов радиационной температуры $\left(\frac{\Delta T_n}{\Delta X_n}\right)\Big/\left(\frac{\Delta T_{n+1}}{\Delta X_{n+1}}\right)$, определенных на участках различных типов земной поверхности.

Значение $\Delta T^0_{рад}$ можно определить в зависимости от вида приводимых фрагментов двумя способами: по разности радиационных температур $T_{рад\ n}$ и $T_{рад\ n+1}$ в окрестности границы, в пределах которой $q_{пол} + q_{вт} = \text{const}$, либо по разности $T_{рад}$ горизонтальных участков фрагментов, где $q_{пол} + q_{вт} = 0$

Проведение второго этапа дешифрирования позволяет устранить в первом приближении искажающее влияние совокупности экзогенных факторов, обусловленных видом поверхности, на поисковый геотермический сигнал.

Третий этап дешифрирования состоит в исключении неинформативных участков термограмм, обусловленных объектами, экранирующими поисковый сигнал (посадки, дороги, населенные пункты, водоемы и др.), и в экстраполяции закономерности изменения радиационной температуры изученных областей на смежные с ними неинформативные участки.

Описанные этапы дешифрирования показаны на рис. 30. На рис. 30, *а* изображена необработанная термограмма радиационной температуры поверхности, характерная для нефтегазовых месторождений. Четко выделяются температурные контрасты участков со следующими видами поверхности: поле со скошенным клевером; поля, засеянные озимыми; пашня; поле убранной пшеницы. В пределах этих участков протяженностью 500—800 м выделяются локальные искажения случайного характера.

На рис. 30, *б* показан результат первого этапа дешифрирования, сглаживания. На фрагментах термограммы, соответствующих полю с убранной пшеницей, пашне, полю с редкими озимыми, наблюдается скачкообразное изменение радиационной температуры при переходе от одного вида поверхности к другому.

В качестве эталона при проведении второго этапа дешифрирования выбран достаточных размеров участок поверхности с четко выраженным изменением радиационной температуры (поле убранной пшеницы). Значение масштабных множителей определялись последовательно сначала для фграгмента термограмм, соответствующего пашне, затем для поля с озимыми; соответственно они равны 0,66 и 1,85. Поправки для приведения

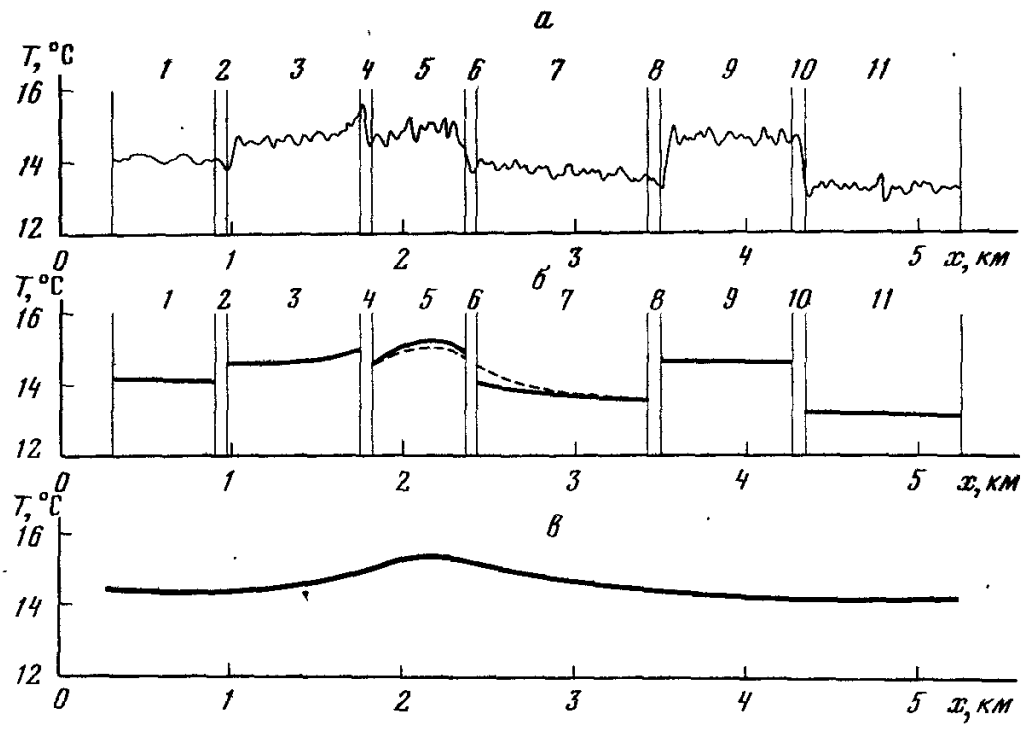


Рис. 30. Схема дешифрирования термограмм дистанционной тепловой съемки

а — необработанная термограмма; *б* — осредненные значения радиационных температур в пределах однородных по типам растительности участков, *в* — термограмма, приведенная к эталонному участку. Цифры — виды поверхности: *1* — пашня; *2* — лесопосадка; *3* — убранная пшеница; *4* — лесопосадка; *5* — пашня; *6* — дорога; *7* — редкие озимые; *8* — дорога; *9* — стерня клевера; *10* — лесопосадка; *11* — озимые

фрагментов термограммы по постоянным составляющим для пашни, редких озимых, скошенного клевера и озимых равны соответственно 0,5; 0,9; —0,2 и 1,2 °С. Фрагменты термограмм после введения масштабных коэффициентов показаны пунктиром. Результаты второго и третьего этапов дешифрирования показаны на рис. 30, *в*.

Результаты площадных дистанционных тепловых съемок представляются в виде карт приращений радиационных температур (температурных аномалий) $\Delta T_{рад}$. Значение $\Delta T_{рад}$ определяется для каждой дешифрированной термограммы относительно ее минимальной радиационной температуры. При построении карты необходимо привести кривые распределения $\Delta T_{рад}$ к одному виду земной поверхности. Для этого используется распределение температурных аномалий по вспомогательному маршруту дистанционной тепловой съемки, пересекающему все основные. Так вводятся масштабные множители для кривых, описывающих распределение $\Delta T_{рад}$ по основным маршрутам. Каждый множитель определяется из требования равенства приращений радиационных температур, соответствующих основному и вспомогательному маршрутам в точке их пересечения $K^1 = \Delta T_{рад,\ всп} / \Delta T_{рад,\ осн}$.

Некоторые вопросы теоретической интерпретации и численного решения обратных задач определения характеристик (интенсивности и области размещения) источника тепла по известным значениям внешней температурной аномалии, создаваемой данным источником на некоторой известной глубине, рассмотрены в работе В. И. Лялько и др. (1979).

РАДИОЛОКАЦИОННАЯ СЪЕМКА

При радиолокационной (РЛ) аэросъемке используется искусственный излучатель, приему подлежит отраженное излучение созданного электромагнитного поля сантиметрового диапазона, отчего РЛ-аэросъемку выделяют в группу активных. При радиолокационной съемке бокового обзора (РЛСБО) участок местности под самолетом исключают из обзора из-за плохого качества получаемого изображения. Отраженные от местности сигналы записываются на электронно-лучевой трубке в виде узкой линии, расположение объектов на которой определяется их наклонной дальностью, т. е. расстоянием от самолета до точки отражения импульсов (а не горизонтальной, как на топокартах); яркость светового пятна на строке пропорциональна интенсивности отраженного сигнала. Благодаря поступательному движению самолета получается непрерывное изображение местности вдоль маршрута. С электронно-лучевой трубки изображение фотографируется на пленку, скорость движения которой пропорциональна путевой скорости самолета. Указанная система получения РЛ-снимков обусловливает проекции изображения, отли-

чающиеся как от центральной, используемой в аэрофотосъемках, так и от проекций сканерных снимков. А. В. Доливо-Добровольский [1976], проанализировав геометрию радиолокационных (а также других новых видов) аэроснимков, проекцию по строке изображения РЛ-аэроснимков предложил называть равнодальностной, проекцию по оси полета — равноскоростной. В новых типах РЛ-станций бокового обзора предусматривается частичная компенсация отклонений проекции РЛ-аэроснимков от ортогональной путем введения переменной скорости движения светового пятна по экрану электронно-лучевой трубки и синхронизации скорости лентопротяжки с путевой скоростью самолета.

На выходе получают два снимка (с левого и правого бортов), разделенные нерабочей зоной, перекрываемой с других маршрутов. Масштаб получаемого изображения определяется параметрами станции и не связан прямо пропорциональной зависимостью с высотой полета. Заданные масштабы РЛ-аэросъемки с помощью системы «Торос» — 1:90 000 и 1:180 000, истинные масштабы изменяются как по строке изображения, так и по оси полета [Доливо-Добровольский, 1976]. Разработаны приемы трансформации РЛ-аэроснимков с переменным масштабом в изображение, приближенное к ортогональной проекции. В некоторых станциях используются съемки в более широком диапазоне изменения масштабов — от 1 : 100 000 до 1 : 500 000. Принципиально возможна РЛ-космосъемка, хотя ее применение сдерживается необходимостью установки на космических носителях излучателей большой мощности.

В настоящее время РЛ-аэросъемка широко внедряется в практику геологических исследований в Советском Союзе [Новые..., 1972; Комаров и др., 1973; Применение..., 1974, 1981; Комплекс..., 1978; Гальперов и др., 1979]. За рубежом этот метод используется не менее широко, причем не только в слабодоступных районах, где с его помощью обеспечено быстрое изучение больших территорий, но и в районах, хорошо изученных ранее [Стрельников, 1971; Kirk, Walters, 1966; Simonett, 1966; Reeves, 1969; Sade-look..., 1970; Radar..., 1972].

Одной из особенностей РЛ-аэросъемки является возможность проводить ее в плохих метеоусловиях, при сплошной облачности; помехой для нее являются только электрические заряды в грозовых облаках [Стрельников, 1972; Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978б]. Это определяет оперативность метода съемки и ее значение для территорий со стабильно плохими для аэрофотосъемки метеорологическими условиями. В ряде районов РЛ-аэросъемка является чуть ли не единственным методом, обеспечивающим получение изображения значительных участков земной поверхности в течение одного летнего сезона. Так, осуществление Трансамазонского проекта стало возможным лишь после проведения американской фирмой «Вестингауз» РЛ-аэросъемки бассейна Амазонки, для которого из-за постоянно высокой облачности практически отсутствовали аэрофотоснимки. Большой объем геологических построений по территории восточной Панамы и восточной Колумбии выполнен на основе РЛ-аэроснимков (в этом районе из-за высокой облачности в течение 20 лет не могли провести аэрофотосъемку) [Viksne et al., 1969; Wing, 1971, MacDonald, 1973].

РЛ-аэроснимки по разрешающей способности сопоставимы с фотоснимками масштаба 1:400 000. Для получения фотоснимков с таким высоким уровнем генерализации изображения геологического строения надо использовать съемки с высотных самолетов с потолком полета около 20 км или космофотосъемки. Условия генерализации РЛ-изображения определяют целесообразность использования РЛ-аэроснимков для изучения относительно крупных геологических объектов и их взаимоотношений в средних масштабах, при крупномасштабных исследованиях РЛ-аэроснимки являются дополнительным материалом для получения сведений о крупных геологических телах и структурах изучаемой территории (Стрельников, 1971, 1972; Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978б). При благоприятных условиях РЛ-аэросъемка обеспечивает достаточно дробное расчленение разреза, выделение всех основных интрузивных тел, за счет высокой обзорности объективные сведения о крупных разрывных пликативных и блоковых структурах и их взаимоотношениях [Новые..., 1972]. Условия высокой генерализации приводят к более отчетливому проявлению в РЛ-изображениях геологических факторов формирования ландшафта, что, как и в случае космических снимков, определяет ведущую роль структурно-геологических признаков опознавания [Применение..., 1981].

На РЛ-аэроснимках очень четко проявляется рельеф местности [Стрельников, 1971, 1972], что связано прежде всего с условиями косого визирования, в результате чего относительно небольшим превышениям рельефа соответствуют длинные тени. РЛ-аэроснимки иногда сравнивают с аэрофотоснимками, снятыми при низком стоянии солнца [Clark, 1971]. Однако РЛ-аэроснимки более предпочтительны. Во-первых, тенями наиболее четко

подчеркиваются те превышения в рельефе, которые расположены перпендикулярно излучателю. Положение солнца на местности в определенные часы задано, тогда как при РЛ-аэросъемке можно менять направления маршрутов, добиваясь наиболее выгодного визирования [Стрельников, 1971, 1972], выполнить съемку в двух взаимно перпендикулярных направлениях и т. д. Во-вторых, на аэрофотосъемку в утренние и вечерние часы накладываются ограничения из-за слабой освещенности местности, тогда как РЛ-аппаратура обеспечивает независимую от времени съемки облученность, значения которой по профилю определяются диаграммой направленности антенны.

Другим фактором, определяющим более четкое изображение рельефа на РЛ-аэроснимке, является отсутствие рассеяния облучающих РЛ-лучей в атмосфере [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978б]. В аэрофотосъемке рассеянное освещение создает мешающий фон, накладывающийся на демаскирующее рельеф распределение освещенности поверхностей. Вместе с тем в горных районах длинные радиотени, являющиеся одновременно с этим и мертвыми зонами (из-за совпадения излучателя и приемника в одной точке), служат помехой, так как при этом значительные участки местности не изображаются и их надо изучать по снимкам с другого борта. Четкое изображение рельефа определяет возрастание роли геоморфологических признаков опознавания, хотя и ограничивает их набор из-за невысокой разрешающей способности и худших условий стереоскопического наблюдения [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978б]. Особенное значение приобретает повышение четкости изображения рельефа в сочетании с высокой обзорностью РЛ-аэроснимков, тогда как область четкого наблюдения рельефа на аэрофотоснимках ограничена полем стереоскопического зрения, а в стереоизображении на космофотоснимках тех же масштабов наблюдается сильно уплощенная модель местности [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976].

Более четкое изображение рельефа позволяет в ряде случаев повысить глубинность дешифрирования на территориях развития рыхлых отложений, облекающих расчлененный рельеф коренных пород. Так, В. А. Старостиным в предгорьях Копетдага по РЛ-аэроснимкам выявлен ряд брахиоструктур, перспективных на нефть и газ [Новые..., 1972], А. В. Доливо-Добровольским на территории Западного Прибалхашья отдешифрированы структуры наложенных мульд каменно-угольного возраста, закрытых рыхлыми отложениями, Г. В. Гальперовым и А. В. Перцовым выявлен ряд кольцевых структур на закрытой территории Тургайского прогиба [Гальперов и др., 1979].

Длина электромагнитной волны определяет особенности ее отражения. Одним из важнейших факторов является «шероховатость» отражающей поверхности [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978б]. Гладкие, близкие к зеркальным поверхности (а для длин РЛ-волн количество таких поверхностей гораздо больше, чем для случая аэрофотосъемки) характеризуются темными (до черного) тонами изображения, например такыры, незакрепленные глины и пески (при отсутствии резких золовых форм), пеплы, горизонтальные скальные поверхности, мхи, ягельники, луговая растительность (при отсутствии отдельных куртин), болота (при отсутствии резких грядово-мочажинных форм) и т. п. По мере увеличения диффузности рассеяния тон РЛ-изображения становится более светлым. Для РЛ-аэроснимков диффузными отражателями являются элювиально-делювиальные развалы, аллювиальные галечники (иногда устанавливается зависимость между тоном изображения и размерами обломков), луговая растительность при наличии куртин, грядово-мочажинные комплексы на болотах, кустарники и т. п. Еще более светлыми тонами изображения характеризуются так называемые глыбовые поверхности, в составе которых есть вертикально стоящие объекты. К ним относятся уголковые отражатели, естественные (нагорные террасы, трещины отдельности на крутых склонах и т. п.) и искусственные (металлические формы, рельсы, сочетание асфальта и стен домов и т. п.), лес (рис. 31), крупноглыбовые развалы.

Повышенная влажность поверхности приводит к появлению сильно отражающих пленок и выравниванию незакрепленных рыхлых отложений, что вызывает потемнение тона изображения (Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978б).

На тон РЛ-изображения влияют также коэффициенты отражения горных пород для их индикаторов в диапазоне РЛ-лучей. Из теории известно, что величина коэффициента отражения прямо зависит от диэлектрической постоянной, магнитной проницаемости и проводимости горных пород. Анализ этой зависимости в диапазоне частот РЛ-колебаний показывает, что ведущее значение имеет диэлектрическая постоянная; проводимость существенна лишь для сильнопроводящих объектов; магнитная проницаемость для большей части геологических тел близка к единице и существенна лишь для ферромагнитных железных руд и металлических техногенных объектов. Сильный РЛ-сигнал

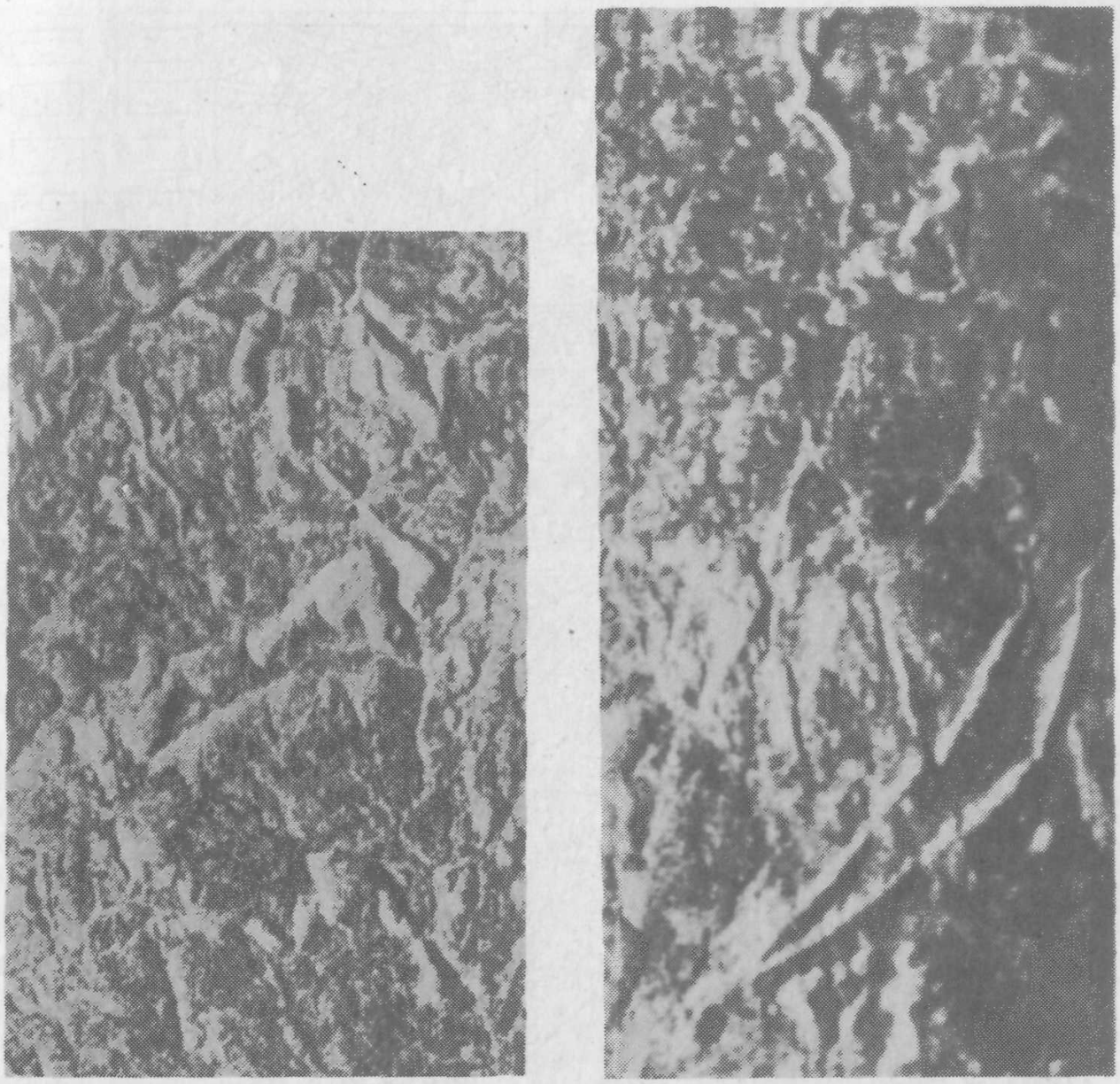


Рис. 31. РЛ-аэроснимки территории развития нелинейных структур гнейсового комплекса лебяжинской свиты кейвской серии (Кольский полуостров, Большие Кейвы)

Гнейсы интрудированы многочисленными дайками и телами амфиболитов — линейными, кольцевыми, неправильной формы, четко выделяющимися в рельефе и в результате приуроченности к ним густых ельников характеризующимися светлыми сигналами РЛ-изображения (глыбовые отражатели)

от леса отчасти связан и с повышенной проводимостью живой массы леса, зимой при уменьшении проводимости контраст РЛ-сигналов от леса и луга сокращается.

Таким образом, РЛ-аэроснимки дают сведения о крупных чертах геологического строения района, при этом особенности изображения обеспечивают получение некоторых дополнительных сведений по сравнению с аэрофотоснимками более высокой резрешающей способности.

Использование РЛ-аэрофотоснимков позволило получить ряд новых данных о геологическом строении изучаемых территорий. Высокая обзорность снимков позволяет эффективно использовать их для суждений о рангах разрывных структур, о взаимоотношениях разрывной и пликативной тектоники и структурных форм разных этажей складчатости. При дешифрировании РЛ-аэроснимков были выявлены ранее неизвестные кольцевые структуры (вулкано-плутонического или вулкано-тектонического генезиса, структуры гранитообразования), которые после этого удалось опознать и на аэрофотоснимках [Применение..., 1974, 1981; Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976; Гальперов и др., 1979].

В ряде районов применение РЛ-аэроснимков привело к выявлению ранее неизвестных структурных несогласий. Так, при изучении РЛ-аэроснимков Кольского полуострова А. В. Доливо-Добровольским [Новые..., 1972, Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978б; Применение..., 1981] установлен ряд структурных несогласий в сложноскладчатых структурах докембрийских толщ (рис. 32, 33). В ряде районов намечено коррелирующееся несогласие в основании глиноземистых толщ: в Аллареченском и Заимандровском районах в разрезе кольско-беломорской серии, в Больших и Малых Кейвах в основании кианитовых сланцев червуртской свиты, залегающих на лебяжинских биотитовых

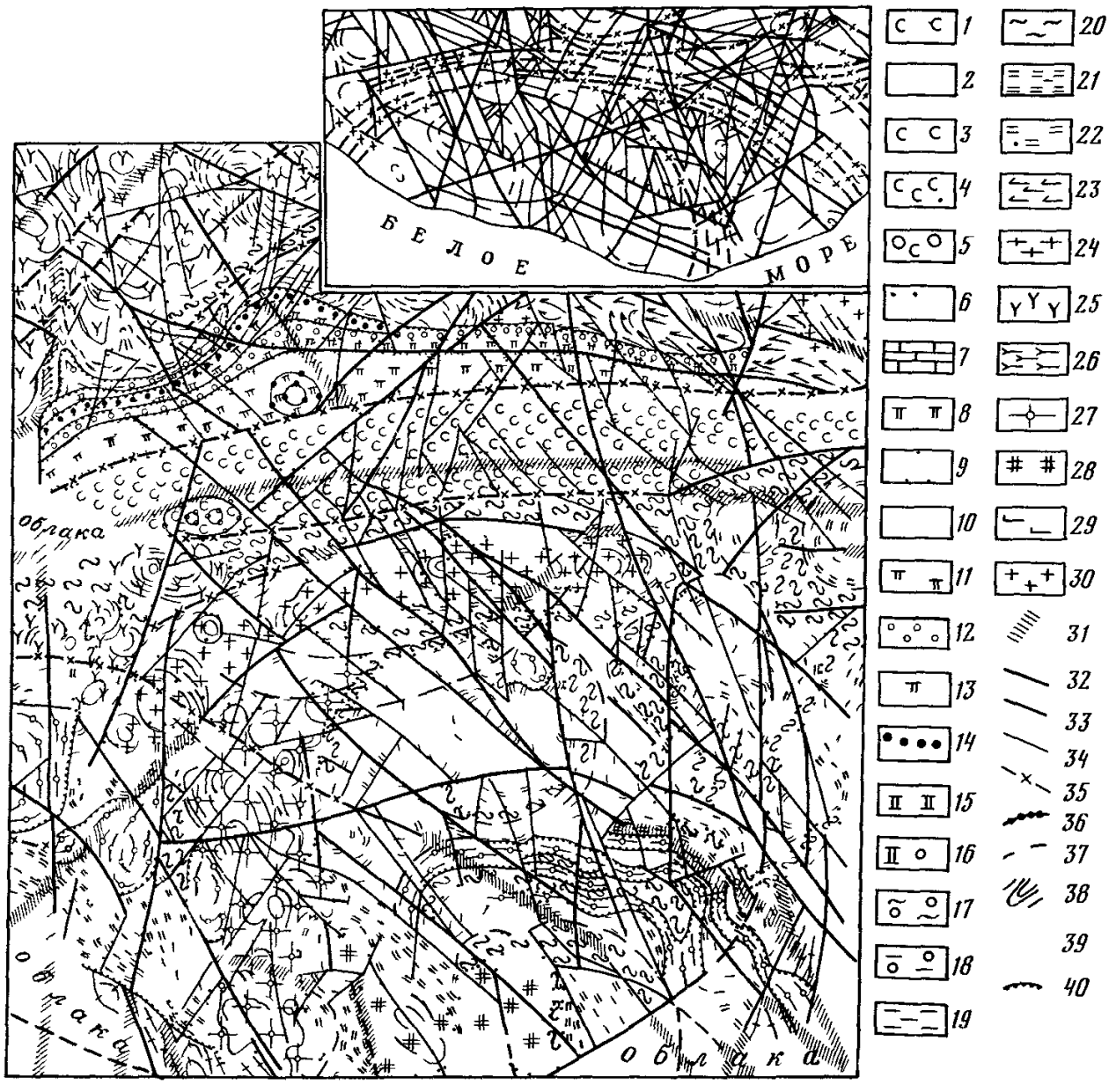


Рис 32 Мелкомасштабная схема геологического строения восточной части Имандра Варзугской зоны и прилегающей части Терского блока (Кольский полуостров) Составлена по материалам дешифрирования комплекса многоканальных космических снимков полученных со спутника «Ландсэт»

Карелий *1—6* — низы имандра варзугской серии (сариолий) *1 2* — сейдореченская свита (*1* — верхняя подсвита — метадиабазы *2* — нижняя подсвита — кварциты кварцито песчаники алевролиты филлиты) *3—6* — рижгубская свита (*3—5* — верхняя подсвита — метадиабазы диабазовые метапорфириты метамандельштейны из них *3* — нерасчлененная *4 5* — верхняя и нижняя группы покровов по данным дешифрирования *6* — нижняя подсвита — аркозы и кварциты) *7—15* — комплекс свит Малых Кейв (сумий) *7—10* — пурначская свита (*7* — верхняя подсвита — метаизвестняки *8* — средняя подсвита — метадиабазы метамандельштейны *9* — горизонты метатерригенных пород в средней подсвите а также базальные горизонты разных свит на врезке рис 33 *10* — нижняя подсвита — аркозы и кварцито песчаники с карбонатным цементом линзами конгломератов в основании в северном крыле измененные щелочным метасоматозом до амфиболсодержащих «конгломератовидных» пород) *11 12* — романовская свита (*11* — верхняя подсвита — метадиабазы метамандельштеины амфиболо метамандельштеины *12* — нижняя подсвита — аркозы и кварциты с линзами конгломератов в основании) *13 14* — стрельнинская свита (*13* — верхняя подсвита — амфиболито метадиабазы амфиболито метамандельштеины *14* — нижняя подсвита — кварциты с конгломератами в основании) *15 16* — песцовотундровская свита (*15* — кварциты на рис 33 кварциты и мелкогалечные конгломераты) *17—22* лопии *17* — карелии — лопий нерасчлененные *18* — червуртская свита кейвскои серии — преимущественно кианитсодержащие сланцы *19* — лебяжинская свита кейвской серии — биотитовые гнейсы *20* — полмостундровская свита тундровои серии — сланцеватые амфиболиты *21* — биотитовые гнейсы и сланцы нижней части разреза тундровои серии *22* — то же с прослоями двуслюдяных сланцев *23 24* — беломорский комплекс *23* — гранат биотитовые и силлиманитсодержащие гнейсы и сланцы верхов кольско беломорской серии *24* — кольско беломорская серия — амфиболовые гнейсы *25—30* — интрузивные породы *25* — щелочные граниты формации щелочных гранитов (на рис 33 эта формация нерасчлененная) *26* щелочные гранито гнеисы формации щелочных гранитов *27 28* — гранитоиды разных типов *29* — группа формации основных и ультраосновных пород *30* — формация мигматит гранитов *31—37* — отдешифрированные разрывные нарушения *31* — по корсмическим снимкам (на рис 33 по мелкомасштабным космическим снимкам) *32—34* — по РЛ аэроснимкам [на рис 33 по снимкам «Ландсэт» прямолинеиные разломы первого (*32*) второго (*33*) и третьего (*34*) рангов] *35* — кольцевые разломы гранитных овалов *36* — кольцевые разломы в связи с интрузиеи щелочных гранитов «в слепом залегании» *37* — прочие кольцевые разломы (на рис 33 разломы овальных структур саамского гранитообразования) *38* — структурные линии *39* — отдешифрированные геологические границы *40* — поверхности несогласий

На врезке показано положение территории в сети разрывных нарушений южной части Кольского полуострова по данным дешифрирования телевизионных космических снимков Дугообразно изогнутый линеиный прогиб Имандра Варзугской зоны приурочен к системе дугообразных разломов отделяющих Терский сегмент гранитного овала В основаниях комплексов пород видны структурные несогласия

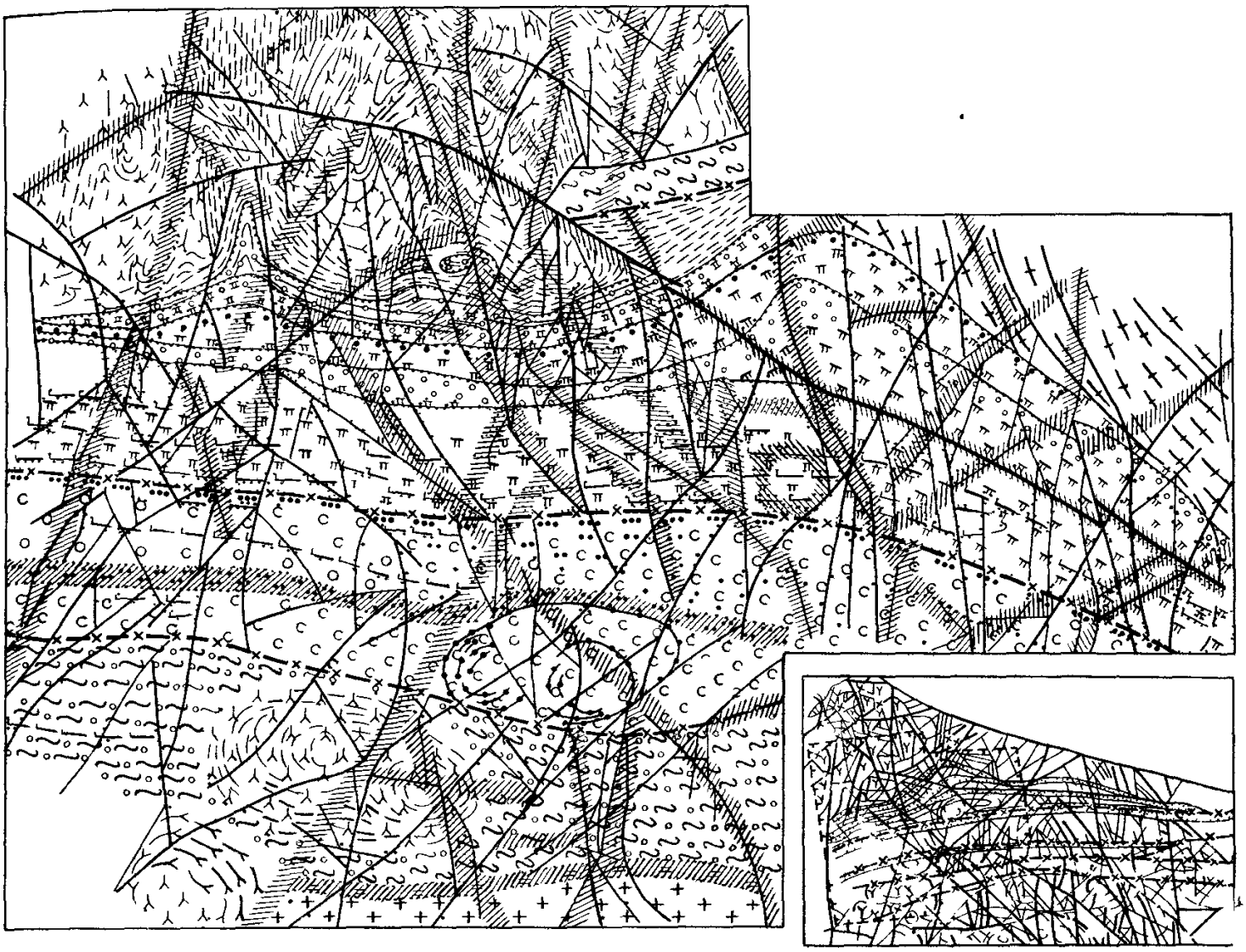


Рис 33 Среднемасштабная схема геологического строения восточной части Имандра Варзугской зоны (Кольский полуостров) Составлена по материалам дешифрирования РЛ аэроснимков

Условные обозначения см на рис 32

На врезке показано положение территории в сети разрывных нарушении дешифрирующихся по космическим снимкам (ср с рис 32) В основаниях комплексов пород видны структурные несогласия

гнейсах, и т п С ним же коррелируется несогласие между кислыми и основными гранулитами в Сальнотундровской и Кандалакшско Колвицкой синклинорных зонах (устанавливаемое по аэромагнитным данным), а также несогласие в Карельском Беломорье Этот уровень несогласий отвечает, по видимому, границе беломория и лопия Следующий уровень коррелирующихся несогласий выделен в основании кварцитов и кварцитовых сланцев в верхах кейвской серии в Больших и Малых Кейвах Эту границу предлагается выделять как границу лопия и сумия Выше по разрезу четко наблюдается еще одно структурное несогласие, отделяющее сумийский комплекс Малых Кейв, состоящий из трех осадочно вулканогенных циклов, каждый из которых также отделен от нижележащего несогласием Ряд выделенных несогласий подтвержден угловыми несогласиями, замеренными при полевых исследованиях, выявлением древних кор выветривания и другими данными Есть и другие примеры выявления структурных несогласий по РЛ аэроснимкам Так, в пределах Аппалачей установлено азимутальное несогласие между сланцами Мартинсбург и кварцитами Тускарора [Wise, 1967]

Использование РЛ аэросъемки привело к выявлению разломов и зон разломов,, объединению известных разломов в крупные зоны, уточнению их положения [Новые , 1972, Доливо Добровольский, 1978, Применение , 1981] Так, на территории Сально тундровского синклинория (Кольский полуостров) установлено юго западное продолжение Урагубско Юовайвского разлома, фиксирующегося по широким зонам смятия, изменению характера разрывной тектоники в контактирующих блоках (в юго восточной части хорошо видны складчатые структуры Сальных тундр, северо-западная часть имеет вид битой тарелки и, несомненно, имеет иную историю геологического развития), по приуроченности к этой зоне узких приразломных синклиналей, выполненных высоко глиноземистыми толщами, и по другим признакам В восточной части Кольского полуострова на РЛ аэроснимках видно исключительное сходство морфологии ряда массивов щелочных гранитов (рис 34) Стрельнинского, Пурначского, Каневского, предполагае

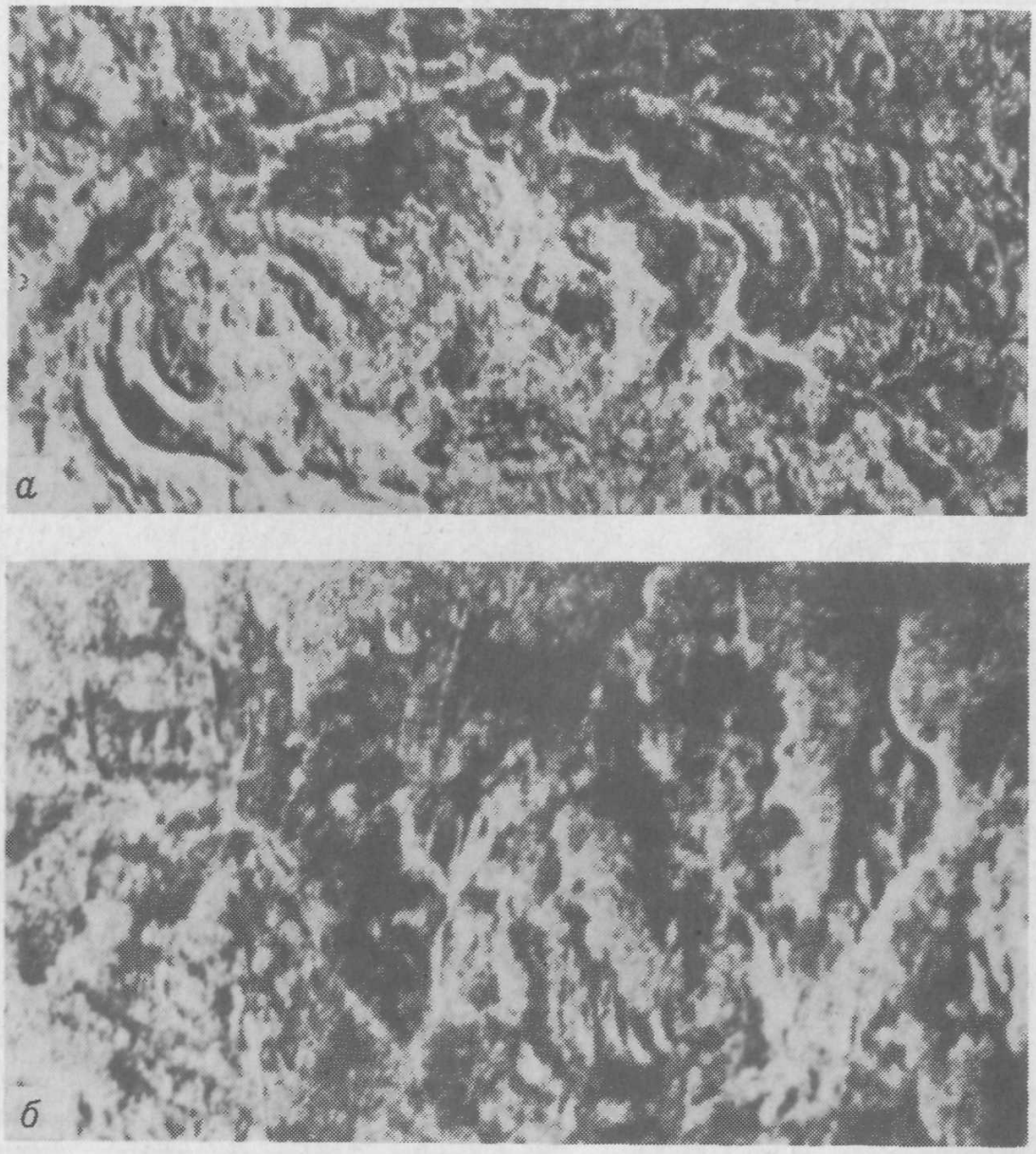


Рис. 34. РЛ-аэроснимки массивов щелочных гранитов

а — Пурначского массива (видно двухъядерное строение интрузии); *б* — предполагаемого массива в слепом залегании, перекрытого метаэффузивами и проявленного в рисунке разломов. Расположение массивов см. на рис. 33

мого массива в слепом залегании. Все эти массивы находятся в одной линейной зоне, наблюдение которой стало возможным благодаря высокой обзорности РЛ-аэроснимков.

По РЛ-аэроснимкам выделен также ряд крупных пликативных и блоковых структур [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976; Применение..., 1981]. Так, например, на РЛ-аэроснимках территории Кольского полуострова хорошо видны гранито-гнейсовые купола и более сложные структуры реоморфического типа, напоминающие гнейсовые овалы (по Л. И. Салопу), в качестве блоковых кольцевых структур выделяются ареалы гранитообразования разного возраста (рис. 35). На РЛ-аэроснимках Карелии четко дешифрируется центральная часть Калевальского гранитного овала. На территории Казахстана видны Жалгыз-Джельтауская овальная структура фанерозойского гранитообразования, южная часть Чуйской овальной структуры срединного массива, к периферии которой приурочены дугообразно изогнутые наложенные мульды каменноугольного возраста, а также мелкие кольцевые структуры вулкано-плутонического происхождения. Отдешифрированные по РЛ-аэроснимкам Северного Приохотья неотектонические депрессии обрамляют периферию Охотского овала, выявленного А. В. Доливо-Добровольским по космическим снимкам.

На РЛ-аэроснимках обычно более четко, чем на аэрофотоснимках, видны вулкано-плутонические и вулкано-тектонические структуры. Иногда они впервые выявляются по РЛ-аэроснимкам, и только потом удается опознать их положение на аэрофотоснимках. Так было, например, при изучении Кураминского хребта, где выявленные кольцевые структуры этого типа потенциально рудоносны (Применение..., 1974, 1981]. Ряд вулкано-тектонических и вулканических структур изучались по РЛ-аэроснимкам Камчатки [Новые..., 1972], Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [Бабкин, Литовченко, 1976], Забайкалья, Армении, Тунгусской синеклизы [Комплекс..., 1978] и других регионов.





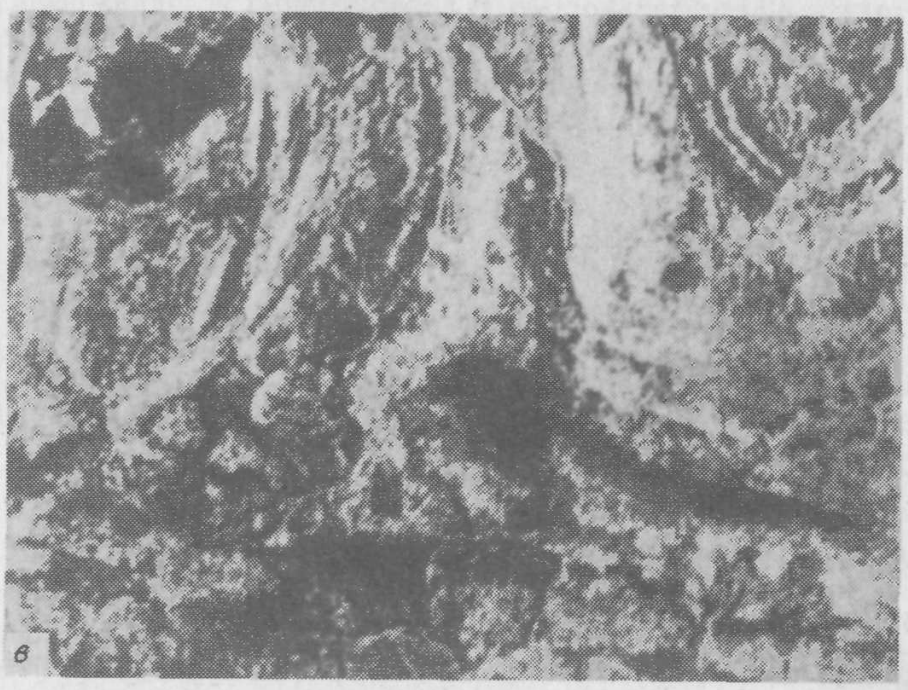


Рис. 35. РЛ-аэроснимки, показывающие внутреннюю структуру метаморфических комплексов пород

а — западное окончание Кейвской структуры (черные полосы — кварциты и кварц-мусковитовые сланцы, светлые — амфиболиты и метамандельштейны; видны структурные несогласия); *б* — щелочные граниты Западно-Кейвского массива (видны спаянные воедино изометричные ядра — центры гранитообразования); *в* — гемисинклинальное осложнение линейной структуры восточной части Имандра-Варзугской зоны (гемисинклиналь находится между куполами щелочных гранитов, занимающих правый и левый верхние углы снимка; светлые полосы — кианитовые сланцы и метаэффузивы, темные — кварциты и конгломераты; видны структурные несогласия; расположение см. на рис. 33)

Высокая обзорность РЛ-аэроснимков использовалась для проведения палеотектонических реконструкций, в частности в свете представлений глобальной тектоники. Так, изучение РЛ-снимков Центральной Америки и севера Южной Америки позволило установить в этом районе разрывные нарушения, разделяющие крупные блоки, приразломные структуры, типы движений, которые согласуются с общими представлениями о движениях микроплит [Wing, 1971].

В дальнейшем предполагается использовать для РЛ-аэросъемки поляризованные волны; это расширит объем получаемой информации [Simonett, 1966]. Интересны также съемки в разных диапазонах длин волн [Dellwig, 1969]: использование радиовысотомерного диапазона позволит получить изображение местности со снятой растительностью а диапазона длин волн больше 1 м — отражения от коренных пород, покрытых рыхлыми отложениями.

СПЕКТРОМЕТРИРОВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Как известно, различные геологические объекты имеют различную отражательную способность, и в качестве характеристики этой способности используется величина спектрального альбедо, или спектрального коэффициента отражения (СКО). Изучение СКО различных комплексов горных пород позволяет отличить их друг от друга, и этот признак с необходимыми поправками может быть использован для дистанционного опознавания и картирования комплексов горных пород с помощью многозональных аэро- и космосъемок. Однако, прежде чем использовать этот метод, необходимо собрать банк данных о СКО горных пород, полученных на разных расстояниях от измеряемых объектов, в разных условиях их обнаженности и при разном характере поверхностных изменений. Работа эта далека от завершения.

Ниже приводятся новые результаты наземного спектрометрирования горных пород. Исследованы наиболее распространенные породы Родопского массива в Южной Болгарии, а именно магматические (риолиты, гранодиориты, различные граниты) и метаморфические (различные виды гнейсов, амфиболиты, мраморы, пегматиты) породы и тесно связанные с ними метаморфизованные ультрабазиты (рис. 36—38). Измерения СКО проводились спектрометром ИСОХ-020. Прибор имеет двадцать спектральных каналов в диапазоне 400—800 нм; ширина отдельных каналов 10—12 нм, входной угол зрения 13°.

Эксперименты проводились как в полевых, так и в лабораторных условиях. В полевых условиях были спектрометрированы естественные обнажения пород, как недавние, так и покрытые пылью и растительностью. В лабораторных условиях были спектрометрированы образцы размером 9×12 см с естественной неравномерной шероховатостью. Дополнительно одна из сторон образцов была отшлифована. В качестве источника света использовалась ксеноновая лампа. С целью доведения до минимума влияния света, диф-

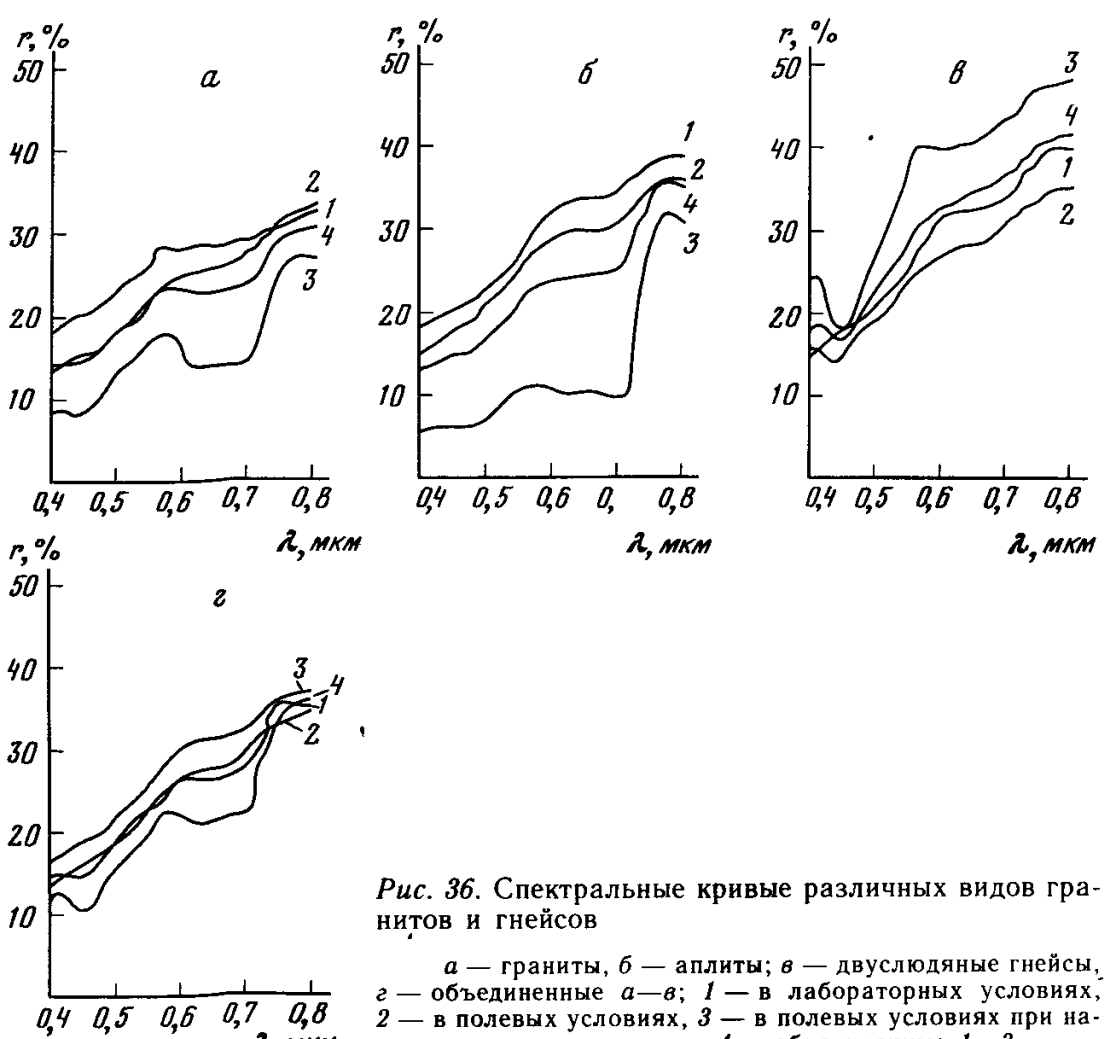


Рис. 36. Спектральные кривые различных видов гранитов и гнейсов

а — граниты, *б* — аплиты; *в* — двуслюдяные гнейсы, *г* — объединенные *а—в*; *1* — в лабораторных условиях, *2* — в полевых условиях, *3* — в полевых условиях при наличии травяного покрова, *4* — объединенные *1—3*

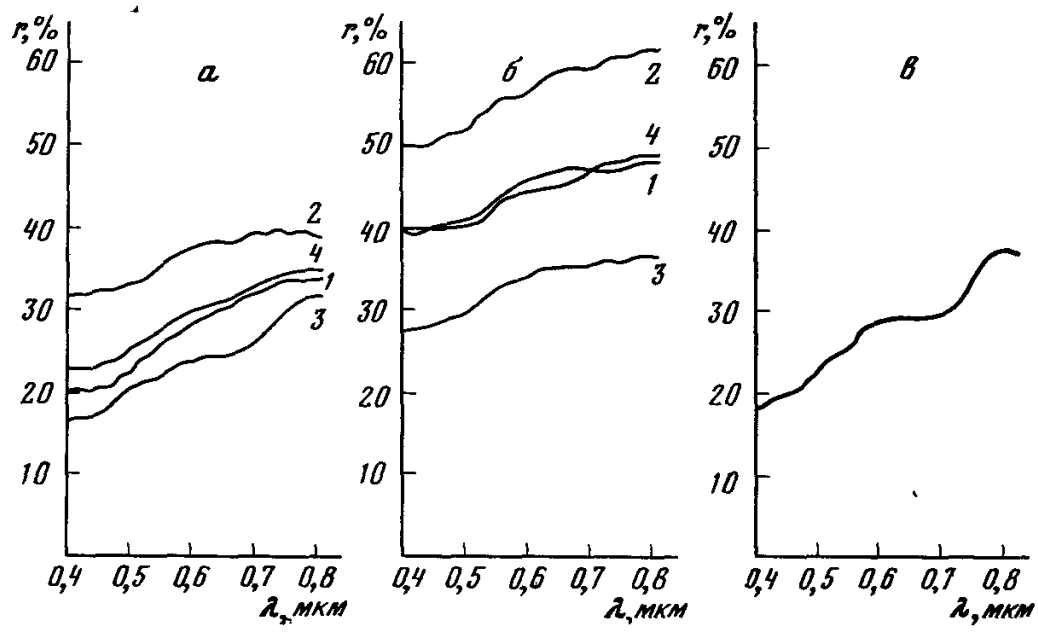


Рис. 37. Объединенные спектральные кривые вулканитов, гранитоидов и метаморфического комплекса

а — вулканиты: *1—2* — в лабораторных условиях (*1* — шероховатая и *2* — полированная поверхность) *3* — в полевых условиях, *4* — объединенные *1—3*, *б* — гранитоиды в лабораторных условиях: *1* — биотитовые, *2* — двуслюдяные, *3* — гранодиориты, *4* — объединенные *1—3*, *в* — метаморфический комплекс (объединенная кривая лабораторных и полевых измерений всех видов гнейсов, амфиболитов, мраморов, метаморфозированных ультрабазитов и пегматитов)

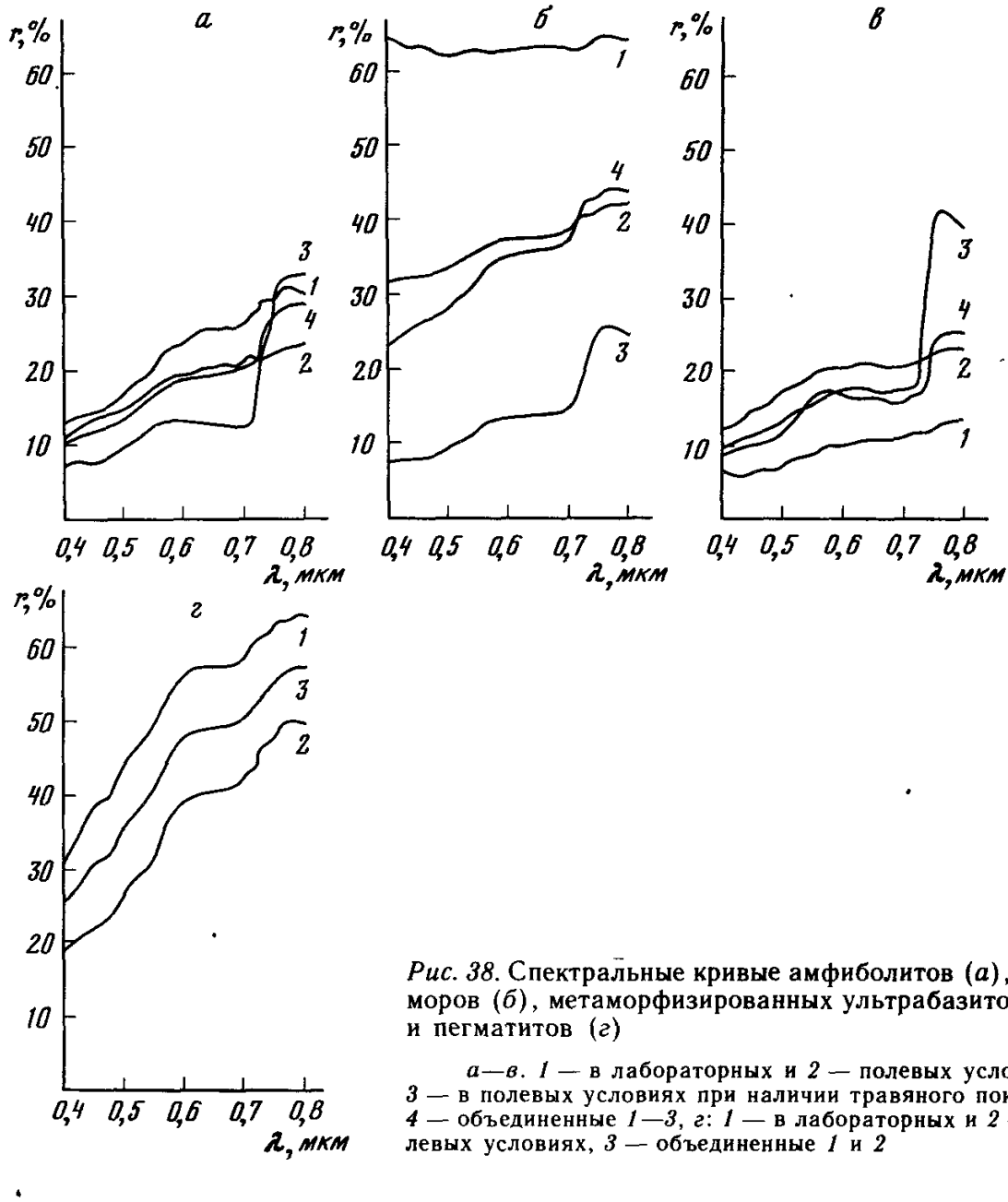


Рис. 38. Спектральные кривые амфиболитов (*а*), мраморов (*б*), метаморфизированных ультрабазитов (*в*) и пегматитов (*г*)

а—в. *1* — в лабораторных и *2* — полевых условиях, *3* — в полевых условиях при наличии травяного покрова, *4* — объединенные *1—3*, *г*: *1* — в лабораторных и *2* — полевых условиях, *3* — объединенные *1* и *2*

фузно рассеиваемого окружающими предметами, приборы и образцы ставились на черной непрозрачной матовой ткани. Расстояние между прибором и образцами подбиралось таким образом, чтобы в поле зрения прибора попадала максимально бо́льшая часть измеряемой поверхности.

Все вулканические породы характеризуются низкими коэффициентами отражения. Для кислых пород величина СКО в спектральном интервале 402—802 нм варьирует от 22,8 до 35,3% (см. рис. 37, *а*). При полевых измерениях увеличение СКО находится в тех же пределах, но в лабораторных условиях разница увеличивается до 14% для шероховатой поверхности и уменьшается до 7% для полированной. Для среднебазитовых пород СКО резко уменьшается [Spiridonov et al., 1980].

При полевых измерениях в диапазоне 501—597 нм наблюдается быстрое увеличение значений СКО, что в известной степени обусловлено травяной растительностью. То же самое относится и к значениям СКО в интервале более 700 нм (см. рис. 37, *б*). В умеренных широтах наиболее часто встречаются вулканические породы, большей частью покрытые почвой и растительностью. В этом случае благоприятными диапазонами, в которых наблюдается постоянство отражения, являются интервалы 402—440 и 700—802 нм. Наиболее неблагоприятными являются быстро изменяющиеся значения СКО в интервале 500—700 нм.

Гранитоиды отличаются более высокими значениями СКО (см. рис. 37, *б*) — от 38,8% при 411 нм до 49,2% при 775 нм, с общим повышением во всем спектральном диапазоне на 11,1%. Если проследить изменение СКО отдельных типов гранитоидов, можно установить, что эта закономерность находится в большой зависимости от минерального состава, в частности от соотношения темных и светлых минералов. Структурно-текстурные особенности в том случае не имеют большого значения.

Изменение СКО биотитовых гранитов — в пределах 38—48,5% (см. рис. 38, *а*), а двуслюдяных гранитов — 48,3—62,3% (см. рис. 37, *б*), т. е. наблюдается разница в 14%. У гранодиоритов отражательная способность резко уменьшается (см. рис. 37, *б*) из-за увеличения содержания темных минералов, причем уменьшение СКО в коротковолновой области спектра достигает 22%. По сравнению с биотитовыми гнейсами это уменьшение равно в среднем 11%.

Надо отметить еще, что в коротковолновой области (402 нм) СКО выше в среднем на 15,7%, а в ближней инфракрасной области (775 нм) — на 13,9%, т. е. почти во всем спектральном диапазоне наблюдается (в среднем на 13—15%) более высокое отражение, чем у вулканических пород. Эти результаты дают основание считать, что возможно успешное разграничение кислых вулканитов от гранитоидов в полевых условиях, например в аридных районах. При одинаковых условиях освещенности вулканиты всегда имеют более темный фототон на многозональных снимках и многоспектральных изображениях. Этот вывод действителен и для умеренных широт при отсутствии почвенного и растительного покровов.

Измерения СКО различных видов гнейсов показывают приблизительно одинаковые отражательные характеристики (см. рис. 36). Некоторые небольшие различия обусловлены различием минерального состава и структуры. Ясно, что при наличии идеальных условий (отсутствие растительности, хорошее раскрытие и пр.) их выделение на этом этапе будет невозможно.

Сравнением гнейсов и кислых магматитов (см. рис. 37) можно установить, что в первой зоне постоянства СКО (402—440 нм) его значения следующие: для гранитоидов — 38,5%, для кислых вулканитов — 17%, для гнейсов — 15,4%. Во-второй зоне постоянства (507—701 нм) значения СКО таковы: для гранитоидов — 46,8%, для вулканитов — 38,8%, для гнейсов — 28,7%. Видно, что у этих трех групп пород со сравнительно сходным минеральным составовм наблюдается постоянство в измерении спектральных характеристик: повышение при переходе гнейсы — вулканиты — гранитоиды. Это спектральное различие характерно для всего диапазона 402—802 нм. Сделанный вывод очень существен, так как при дешифрировании снимков Родопского массива, например, выделение этих трех типов пород затруднено, а в большинстве случаев даже невозможно, несмотря на различие в фототоне. Фототон изменяется постепенно, с трудноотличимыми переходами. В целях разделения необходимо спектрометрирование в коротковолновой области видимого спектра.

Об остальных разновидностях метаморфического комплекса (мраморы, амфиболиты, метаморфизованные ультрабазиты и пегматиты) можно сказать следующее: мраморы и пегматиты имеют наиболее высокие СКО (см. рис. 38 *б, г*). В лабораторных условиях СКО равен 63,5% для мраморов и 63% для пегматитов при длинах волн соответственно

753 и 775 нм. В полевых условиях в том же диапазоне закономерность обратная: 49% у пегматитов и 41,4% у мраморов. В данном случае структурные особенности не имеют значения, а влияние оказывает скорее быстро выветривающаяся поверхность мраморов, что уменьшает СКО на 8%. Хорошо выраженные области пегматитов могут быть легко опознаны на снимках среди гнейсов и труднее среди гранитоидов.

При полевых измерениях СКО амфиболитов и ультрабазитовых пород наблюдаются почти одинаковые его значения во всем спектральном диапазоне — в среднем 11—24% (см. рис. *38, а, в*). По сравнению с остальными компонентами метаморфического комплекса амфиболиты и серпентиниты могут быть во всех случаях успешно дешифрированы на многозональных и сканерных снимках, если занимают большие площади.

Существенным фактором, затрудняющим распознавание и дешифрирование комплексов пород на черно-белых многозональных изображениях, является травяная и лесная растительность. Полученные данные показывают, что растительность во всех случаях маскирует литологию. Оба характерных для растительных сообществ минимума и максимума СКО хорошо наблюдаются во всех измерениях. Первый максимум особенно хорошо выражен в интервале 546—597 нм, т. е. в зеленой части спектра. Резко увеличивается отражательная способность растительности в интервале 701—800 нм, т. е. в близкой к инфракрасной области спектра. Здесь величина коэффициента отражения зависит от ряда фитоценометрических показателей: высоты растительности, густоты, листового индекса, фитобиомассы и т. д. Аналогичное отрицательное влияние оказывает и почвенный покров.

Проведенные исследования показывают, что СКО дает дополнительную информацию, с помощью которой возможно выделение некоторых видов магматических и метаморфических пород, но только в случаях, когда они занимают сравнительно большие площади и хорошо обнажены. Растительный или почвенный покров маскирует разницу в СКО различных пород. При дистанционном спектрометрировании этот эффект будет усиливаться, и задача усложняться. Для получения действительно существенных результатов, позволяющих дешифрирование вещественного состава на снимках на основе спектральных характеристик, в близком будущем необходимы следующие работы: 1) продолжение наземных измерений СКО в целях накопления информации об исследуемых объектах, установления новых закономерностей и составления каталога спектральных отражательных характеристик; 2) синхронное спектрометрирование с самолета и спутника и сопоставление полученных данных; 3) специализированное спектрометрирование растительного и почвенного покрова, а также различных водных объектов в целях установления связи между этими элементами и соответствующими типами скальных пород.

ЛИДАРНАЯ СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКАЯ СЪЕМКА

Дистанционная лидарная спектрометрия, как и описанная в предыдущем разделе система радиолокации бокового обзора, входит в группу активных съемок. Лидарная спектрометрия представляет собой метод геохимической съемки, позволяющий обнаружить микросодержание некоторых элементов или их соединений в атмосфере. Наличие в атмосфере этих элементов и соединений может быть обусловлено как современной активностью тех или иных зон нарушений и проницаемости, по которым они проникают из земных недр, так и концентрацией в земной коре определенных веществ, в том числе полезных ископаемых. Таким образом, рассматриваемый метод интересен для изучения современной активности земной коры и для поисков полезных ископаемых.

Основы зондирования приповерхностных слоев атмосферы и регистрации результатов дистанционного спектрального анализа базируются на принципах локации. Зондирующие установки, состоящие из импульсного источника излучения (лазера) и приемного устройства для анализа спектрального состава рассеянного (или поглощенного) исследуемым веществом излучения, получили название лидаров (от начальных букв английских слов Light Detection and Ranging), а сам метод такого зондирования — метода лидарной спектрометрии.

В настоящее время дистанционная лидарная спектрометрия развивается преимущественно в метеорологии в связи с исследованием загрязненности атмосферы. О возможности ее применения для поисков полезных ископаемых, создающих повышенные концентрации молекул определенного вида в приземных слоях атмосферы, встречаются лишь отдельные упоминания [Бирюлин и др., 1979; Jaffe, 1977].

В частности, в США при Национальном управлении по аэронавтике и космическим

исследованиям в 1976 г. была создана специальная лаборатория, в которой разрабатывается научное направление «Дистанционные геохимические поиски», включающее изучение возможностей определения в приповерхностных слоях атмосферы микросодержаний молекул углеводородов, йода и сернистого газа как индикаторов нефти, газа и сульфидных руд соответственно [Jaffe, 1977].

Для определения типовых концентраций веществ-индикаторов в приземной атмосфере над месторождениями полезных ископаемых, где их содержание часто не превышает тысячных долей процента [Бирюлин и др., 1979; Дианов-Клоков и др., 1975], требуются чувствительные методы исследований. Химические методы обычно дают представление о конечной концентрации вещества, часто искаженной побочными реакциями, происходящими при отборе проб. Физические методы анализа (ИК-спектроскопия, масс-спектрометрия, рентгено- и хроматография, пламенная фотометрия, люминесцентный анализ) более прецизионны и оперативны, однако не все могут быть отнесены к дистанционным, поскольку нуждаются в отборе проб.

Наиболее удобными для дистанционного оперативного определения вещественного состава приземной атмосферы являются оптические методы лидарной спектрометрии, использующие следующие эффекты взаимодействия лазерного излучения и газообразного вещества: вынужденное комбинационное рассеяние (КР), резонансное рассеяние, резонансное поглощение. Каждый из этих методом имеет свои преимущества и недостатки, а также области применения [Костенко, 1975; Табарин, Федоров, 1976].

В м е т о д е р е з о н а н с н о г о р а с с е я н и я лазер может быть настроен на одну из интенсивных полос поглощения искомого соединения. Флюоресценция, возникающая при просвечивании лучом такого лазера приповерхностных слоев воздуха, позволяет определить здесь наличие соответствующего индикатора полезного ископаемого.

Флюоресценцию газов можно возбудить как на колебательных частотах молекул (для этого нужны лазеры, работающие в ИК-диапазоне), так и на частотах электронных переходов, расположенных в видимой или ультрафиолетовой области спектра. Этот метод может применяться при определении таких элементов, как As, Be, Cu, Zn, Na, Rb, Hg. Его чувствительность при этом достигает нескольких миллионных долей (молекул) индикатора на миллион долей основного газа (воздуха), что выше, чем в методе КР. Однако существенное ограничение на использование метода накладывает так называемый эффект тушения излучения, объясняющийся тем, что в тропосфере и нижних слоях атмосферы среднее время свободного пробега молекул меньше их жизни на уровне с определенной избыточной энергией (в результате возбуждения лазером). Поэтому возбужденные молекулы, сталкиваясь с другими частицами, тратят свою энергию на увеличение кинетической энергии последних.

Преимущество м е т о д а р е з о н а н с н о г о п о г л о щ е н и я заключается в его высокой чувствительности (до 10^{-6} миллионных долей) и в возможности применения для возбуждения молекул индикатора сравнительно маломощного лазера. Недостатки метода следующие: во-первых, он характеризует интегральное содержание вещества-индикатора вдоль всей трассы распространения лазерного луча, а не локально — только в приземной атмосфере; во-вторых, метод требует вынесения приемника или отражателя лазерного луча на другой конец трассы. Если же в качестве отражателя используется земная поверхность (растительный покров, вспаханная земля), то чувствительность метода может резко понизиться за счет низкой отражательной способности объекта

Процедура измерений при использовании метода резонансного поглощения заключается в записи участков спектра поглощения всей толщи атмосферы (между летательным аппаратом и земной поверхностью) вблизи линий основных полос поглощения искомого соединения-индикатора, при фиксированных абсолютной влажности воздуха и его температуре. Методика обработки состоит в вычислении общего содержания соединения-индикатора по всей толще атмосферы (сантиметры слоя, приведенные к нормальным условиям) по измеренной эквивалентной ширине линии (площади на спектрограмме, ограниченной контуром линии поглощения) с помощью зависимостей

$$u_z = \frac{W^2}{4S_N a_N a_m} f(T) f(p), \tag{6.16}$$

$$f(T) = \left(\frac{T}{T_N}\right)^n \exp\left[\frac{E_{jhc}}{K}\left(\frac{1}{T_N} - \frac{1}{T}\right)\right], \tag{6.17}$$

$$f(p) = \left(\frac{p_N}{p}\right)^2,$$

где $S_N a_N$ — соответственно интенсивность и полуширина спектральных линий при нормальных условиях; Q — константа, зависящая от модели атмосферы; m — воздушная масса; $n=3/2$ для CO, $n=2$ для CH_4 и т. д. (для каждого соединения-индикатора определяется индивидуально); E_l — энергия нижнего уровня; h, c, K — соответственно постоянная Планка, скорость света и постоянная Больцмана; p, T — соответственно давление и температура на уровне моря; $p_N=1{,}013 \cdot 10^6$ дин/см^2; $T_N=273$ К. Значения констант S_n и a_N определяются индивидуально для соединений-индикаторов [Дианов-Клоков и др., 1976; Малков и др., 1976].

К преимуществам метода комбинационного рассеяния относятся:

1) высокая разрешающая способность по дальности, полное устранение неоднозначности расшифровки информации о веществе-индикаторе вследствие большого смещения комбинационного рассеяния относительно длины волн возбуждающего света, возможность определения различных веществ с помощью одного лазера с фиксированной длиной волны; это связано с тем, что комбинационные сдвиги строго специфичны для разных молекул и не зависят от длины волны возбуждающего света;

2) возможность определять абсолютные концентрации интересующих веществ путем сравнения с сигналами комбинационного рассеяния азота или кислорода, высотный профиль концентраций которых в атмосфере хорошо изучен.

К недостаткам метода относится его сравнительно небольшая чувствительность (до 10^{-5} миллионных долей), которая определяется малым сечением процесса комбинационного рассеяния. Попытки увеличить чувствительность приводят к увеличению мощности лазера, т. е. к удорожанию установки и возрастанию ее потенциальной опасности для человека.

Типовая блок-схема КР-лидара состоит из импульсного лазера, служащего для возбуждения спектра комбинационного рассеяния; телескопа, который в режиме передачи расширяет параллельный пучок лучей, а в режиме приема собирает рассеянное КР-излучение на входную щель спектрального прибора; системы регистрации и обработки информации.

Мощность сигнала (6.17) соответствующей линии, попадающей на спектральную аппаратуру с расстояния R, описывается соотношением

$$I = I_L c\tau k T_L T G S N(R) \delta \pi R^{-2}, \qquad (6.18)$$

где I_L — мощность лазерного излучения; c — скорость света; τ — длительность лазерного импульса; k — коэффициент эффективности передаточно-приемной оптической системы; T_L и T — соответственно коэффициенты пропускания атмосферной трассы на длине волны излучения лазера λ_l и длине волны λ линии комбинационного рассеяния; G — параметр геометрического перекрытия переданного и принятого пучка света; S — эффективная площадь телескопа; $N(R)$ — концентрация исследуемых молекул в области зондирования; δ — поперечное сечение линии комбинационного рассеяния в обратном направлении.

Величина δ является коэффициентом пропорциональности между интенсивностью возбуждающего излучения и полученной интенсивностью линий КР ($I \sim \delta I_L$) и зависит примерно пропорционально от частоты возбуждающего излучения. Естественно, что пропорционально росту δ увеличивается и сигнал I КР.

Поэтому в лидарах для возбуждения комбинационного рассеяния следует использовать мощные импульсные лазеры, генерирующие свет в ультрафиолетовой области (0,26—28 мкм). В связи с тем что светимость неба в диапазоне длин волн больше 0,27 мкм существенно уменьшается вследствие поглощения солнечного излучения озоном верхних слоев атмосферы, в этой области значительно улучшаются условия регистрации слабых спектров КР. Увеличение чувствительности КР-лидаров возможно при работе на базе вращательного спектра КР.

Телескоп в лидаре служит и передающей и приемной антеной. Чем больше площадь и лучше качество поверхности телескопа, тем больше чувствительность и дальность зондирования системы. Обычно диаметр телескопа мобильных лидарных установок не превышает 0,5 м.

Приемником незначительных КР-смещений могут служить интерферометры Фабри-Перо в режиме Фурье-спектрометра. Спектральная аппаратура такого типа позволяет увеличить не только чувствительность, но и светосилу прибора. Задача состоит в том, чтобы такие спектраьные приборы были малогабаритными, пригодными для эксплуатации на борту летательных аппаратов и оборудованными электронной многоканальной системой скоростной регистрации слабых световых сигналов.

Современный уровень разработок в этом направлении позволит вести дистанционное зондирование с помощью КР-лидаров на расстоянии до 10 км с чувствительностью до 10^{-5} миллионных долей.

По-видимому, для целей дистанционной геохимической съемки с помощью лидарной спектроскопии следует использовать совместно методы вынужденного и резонансного поглощения и рассеяния. Это должно обеспечить сравнительно высокую чувствительность определения веществ-индикаторов (до 10^{-6}миллионных долей) при умеренной мощности лазерного источника возбуждения.

К сожалению, объем аппаратурных и методических разработок для целей дистанционных поисков полезных ископаемых пока недостаточен. Одной из первых отечественных работ, в которой освещается методический подход и полевой эксперимент дистанционной наземной лазерной спектрометрии метана в приземном воздухе в целях оценки возможностей геохимических поисков нефтегазовых залежей, является работа сотрудников Московского инженерно-физического института и Института прикладной геофизики [Бобович, 1974].

В основу метода измерений авторами этой работы положено резонансное поглощение метаном ИК-излучения гелий-неонового лазера, так как излучения на двух длинах волн генерации этого лазера ($\lambda_0 = 3{,}3922$ мкм и $\lambda_1 = 3{,}3912$ мкм) по-разному поглощаются метаном и практически одинаково — атмосферными осадками, пылью, туманом. Это позволяет на основании регистрации изменения отношений мощностей излучения лазера (P_0/P_1) на указанных длинах волн после прохождения в атмосфере некоторого пути (L) судить о среднем содержании в этом интервале метана ($C \cdot 10^{-4}$, %).

Если на выходе лазера отношение мощностей излучения на указанных волнах равно P_0/P_1, а после прохождения лазерным излучением расстояния L в атмосфере с содержанием метана C это отношение становится равным P_0/P_1, то в соответствии с законом Бугера

$$\bar{C} = \frac{[\ln (P_0'/P_1') - \ln (P_0/P_1)]}{\Delta\varkappa \cdot L} \cdot 10^6, \qquad (6.19)$$

где $\Delta\varkappa$ — разность сечений поглощения метаном излучений λ_0 и λ_1. В бедных метановоздушных смесях $\Delta\varkappa = 9{,}1 \cdot 10_2 м^{-1}$ $(кгс/см^2)^{-1}$.

Для указанных целей авторами была создана специальная установка на базе трехволнового лазера. Лазерное излучение проходит в атмосфере путь $L/2$ до уголкового отражателя и возвращается на фотоприемник. Погрешность измерения концентрации метана в атмосфере на трассе длиной $L/2 = 50$ м колеблется от 0,01 до $0{,}1 \cdot 10^{-4}$%.

Опытные работы, проведенные в пределах Анастасиевско-Троицкого газонефтяного месторождения (лазерную установку размещали на автомобиле и измерения выполняли на высоте 2 м от земной поверхности), зафиксировали аномальные превышения концентраций метана в районе месторождения над фоновыми значениями. Это позволяет считать перспективным подобный нефтегазопоисковый метод [Бобович, 1974].

В заключение отметим, что дистанционная геохимическая съемка в целях поисков полезных ископаемых (нефть, газ, сульфидные руды) по соответствующим веществам-индикаторам (гомологи метанового ряда, йод, сернистый газ) должна проводиться в комплексе с дистанционными съемками земной поверхности и приповерхностных слоев в инфракрасном и радиотепловом диапазонах спектра электромагнитных колебаний для выявления геотермических аномалий, сопутствующих нефтегазовым залежам и сульфидным рудам. При интерпретации съемочных материалов должны широко использоваться аэрокосмические снимки в оптическом диапазоне и наземные геологические, геофизические и геохимические данные. Подобный подход существенно увеличит надежность и однозначность прогнозов.

Обязательным условием таких съемок должно быть наличие специальных полигонов с хорошо изученными геотермическими и геохимическими условиями, характеризующими участки над определенными видами полезных ископаемых и фоновые участки. Подобные полигоны над нефтегазовыми залежами, опробованные наземными и дистанционными геотермическими съемками, имеются в Днепровско-Донецкой впадине [Лялько и др., 1979]. Съемки следует начинать от таких изученных полигонов, где в момент съемки наземные группы должны синхронно с дистанционными измерениями обеспечить наземные определения температур земной поверхности и концентрации в приповерхностном слое воздуха вещества-индикатора, что необходимо для привязки и последующего дешифрирования результатов дистанционных геохимической и тепловой съемок.

Съемки необходимо начинать с более мелкомасштабных (с более высотных летатель-

ных аппаратов), и полученные на этом этапе аномальные участки в последующем должны подвергаться более крупномасштабным дистанционным и наземным поисковым работам. Предварительные расчеты показывают, что широкое применение дистанционной геохимической съемки в комплексе с тепловыми съемками позволит существенно повысить эффективность геолого-поисковых работ и сэкономить в масштабах страны значительные средства. Применяя такую комплексную методику дистанционного изучения геологических объектов, мы предлагаем исследовать следующие вопросы.

1. Изучение глубинных структур литосферы с помощью геологического дешифрирования разновысотных аэрокосмических снимков и геотермо-геохимического зондирования. При этом последнее, фиксируя по площадным или линейно ориентированным аномалиям участки и зоны прогрева и насыщенности глубинными компонентами-индикаторами (например, гелием), позволит более однозначно определить положение глубинных флюидоподводящих зон, которые затруднительно трассировать, пользуясь только аэрокосмическими снимками.

2. Выявление зон и участков перспективной нефтегазоносности и полиметаллической рудоносности. При этом дистанционная геотермическая съемка (ИК- и СВЧ-диапазоны) фиксирует (после фильтрации поверхностных помех) прогрев земной поверхности и приповерхностных слоев над нефтегазовыми залежами и сульфидными рудами, а дистанционная геохимическая съемка (на основе лидарной спектроскопии) позволяет оконтурить эти залежи по аномальным содержаниям в приповерхностной атмосфере поисковых на нефть, газ и сульфидные руды соединений-индикаторов (углеводородов-гомологов метанового ряда, йода, сернистого газа и др.).

Огромный объем первичного материала, получаемого при аэрокосмических съемках в видимом диапазоне, съемках в ИК- и СВЧ-диапазонах и лидарной спектроскопии, а также необходимость его обработки в целях исключения поверхностных помех, искажающих глубинный поисковый сигнал, требуют обязательного создания автоматизированной системы обработки (дешифрирования) первичного материала.

Аппаратура, привлекаемая для решения указанных вопросов, должна быть исполнена в варианте сканера и представлять собой комплексную многоканальную станцию дистанционного активного и пассивного зондирования земной поверхности в разных диапазонах спектра электромагнитных колебаний, т. е. иметь: 1) ИК- и СВЧ-радиометры с точностью не хуже 0,1 °С; 2) лидарные установки с точностью не хуже 10^{-6}; 3) устройство для ввода получаемой информации в ЭВМ; 4) разрешение по пространству около 10—50 м (в зависимости от задач); 5) систему визуализации площади съемок.

Ориентировочные расчеты показывают, что экономичность комплексных дистанционных методов в геологии должна быть почти на порядок выше экономичности наземных работ.

Глава 7

КОМПЛЕКСНОЕ ПРИМЕНЕНИЕ ДИСТАНЦИОННЫХ МЕТОДОВ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Источником большинства видов аэрокосмической информации, кроме материалов магнито-, гравиметрической и γ-съемок, является земная поверхность, представляющая собой совокупность природных, в том числе геологических, объектов. Они находятся в различных соотношениях и могут быть связаны генетически. Аэрокосмические методы и средства содержат информацию либо о самих геологических объектах, либо об объектах, с ними связанных, т. е. информацию прямую или косвенную.

Аэрокосмическая информация представляет собой набор сигналов, характеризующих те или иные физические свойства объектов, т. е. является их отражением (образом, изображением). Зарегистрированные сигналы не точно отвечают тем, которые исходят от объектов, из-за искажений, создаваемых передающей средой, прежде всего атмосферой, и регистрирующей аппаратурой. Но даже если эти искажения удается более или менее корректно учесть, в опознавании геологических объектов по их дистанционным изображениям остаются значительные трудности Они связаны с особенностями самого источника информации — земной поверхности

Отождествление природных объектов на их дистанционных изображениях производится по дешифровочным признакам — величине и характеру сочетания сигналов, прису-

щих данному объекту. Крайне редко бывает так, что наличие дешифровочного признака свидетельствует о существовании объекта с вероятностью, равной единице. Таковы, например, спектральные характеристики выходов соленосных отложений, интенсивные положительные аномалии теплового излучения или гамма-излучения, однозначно указывающие на наличие источника, хотя обычно и не раскрывающие его природы. Чаще вероятность реализации дешифровочного признака меньше единицы. Это зависит от того, что регистрируемые сигналы, характеризующие обычно яркость (интенсивность излучения) в том или ином диапазоне и даже совокупность (спектры) таких сигналов в нескольких диапазонах, являются интегральным эффектом, обусловленным всеми природными объектами участка излучения. Это вещественный состав горных пород и их вторичные поверхностные изменения, степень и характер нарушений и деформаций, почвенный покров, растительность, антропогенные воздействия и т. д. Тому же геологическому объекту (например, выходу горной породы) в неодинаковых природных условиях отвечают разные совокупности сигналов, и разные природные объекты, в том числе геологические, дают сходные изображения.

При такой ситуации достоверность опознавания геологического объекта и его особенностей может быть существенно повышена выявлением независимых дешифровочных признаков, получаемых разными дистанционными методами и средствами. В одних случаях это обеспечивает решение поставленной задачи, в других — оказывается недостаточным, тогда возникает необходимость комплексирования материалов аэрокосмических съемок и измерений с другими, наземными источниками геолого-геофизической информации. При этом предварительное использование дистанционных материалов нередко сужает рамки наземных исследований, т. е. удешевляет их и делает более целенаправленными, а комплексная корреляция данных наземных и дистанционных исследований обнаруживает неизвестные ранее качества объектов или уточняет их характеристики. Проблемы комплексирования различных видов дистанционных съемок и измерений друг с другом и с наземными источниками геолого-геофизической информации лучше рассмотреть конкретно, применительно к различным классам задач.

При решении структурно-геологических задач применяется ряд аэрокосмических изображений разного масштаба и разрешения на местности, причем масштаб и разрешающая способность наиболее детальных изображений должны примерно соответствовать или быть немного выше детальности картографического материала, документирующего исследуемые структуры. Общая стратегия исследования такова, что на мелкомасштабных изображениях гипотетически выделяются типовые объекты и намечаются их соотношения, а затем картина все более детализируется и уточняется с помощью дистанционных материалов более высокого разрешения. Необходимость использования мелкомасштабных изображений, заведомо не способных передать особенности строения исследуемых структур, обусловлена двумя обстоятельствами. Во-первых, на таких изображениях видны соотношения с другими структурами и место исследуемого объекта в системе, которой может быть ассоциация одновозрастных структур, сочетание структур или структурных направлений разного возраста, пространственное распределение фаций осадочных или вулканических пород и т. д. Во-вторых, характер отображения структур на снимках разного масштаба позволяет предварительно оценить глубину их заложения и классифицировать по этому принципу.

Для выделения и картирования литолого-стратиграфических комплексов пород необходимы многозональные снимки. Весьма полезными могут оказаться также данные многоканальных спектрометрических измерений.

Результаты дешифрирования структурных форм, их элементов и сочетаний, литолого-стратиграфических комплексов пород необходимо проверять наземными исследованиями на типовых участках. Для определения глубины заложения отдешифрированных геологических тел, структурных форм и зон нарушений результаты дешифрирования сопоставляются с имеющейся геолого-геофизической информацией. Могут проводиться и дополнительные геолого-геофизические наблюдения с целью получить такую информацию. После интерпретации всего комплекса данных может возникнуть необходимость снова вернуться к материалам дистанционных съемок и уточнить формы выделенных объектов и их пространственные соотношения.

Тот же ряд разномасштабных изображений применим для изучения и картирования проявлений современных геологических процессов и их источников (сейсмоактивных структур, вулканов, тектонически обусловленных участков эрозии и аккумуляции поверхности и т. п.) В отличие от древних геологических объектов при изучении современных процессов и развивающихся структур возрастает роль периодически повторяю-

щихся дистанционных съемок и измерений. Они помогают определять возникшие изменения (преобразования гидросети, разрушения в очаговой области сильного землетрясения, появление новых оползней, продуктов вулканической и поствулканической деятельности), ставить и решать прогнозные задачи. Долгосрочный прогноз строится на изучении закономерностей тесноты связи интересующего нас явления с той или иной геологической ситуацией, т. е. определенным сочетанием структур, комплексов пород, гидрогеологических особенностей, рельефа. Аэрокосмические съемки и измерения полезны при долгосрочном прогнозе настолько, насколько проясняют эту геологическую ситуацию. Текущий прогноз основан на предвестниках данного явления. Некоторые из них могут регистрироваться дистанционными средствами. Таковы изменения дебита источников подземных вод, газовых выделений и теплового потока в активных структурах перед землетрясениями, изменения режима дегазации вулканов перед извержениями, изменения увлажненности селе- и оползнеопасных склонов и т. п. Уточнение подобных предвестников и способов их дистанционной регистрации позволит поставить вопрос об аэрокосмическом патрулировании областей, где возможны стихийные геологические явления, в целях их предупреждения. Важная роль в этом принадлежит наряду со съемками в видимом и ближнем ИК-диапазонах тепловой, СВЧ-съемкам и в будущем лидарной спектрометрии, а также использованию космических средств для сбора и передачи данных наземных станций наблюдения.

Применение аэрокосмических материалов при геологических исследованиях в целях прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых основано прежде всего на выявлении структурных условий, с которыми обычно связаны месторождения. Это в равной степени относится и к нефтегазовым, и к рудным месторождениям. Использование ряда разномасштабных изображений позволяет постепенно повышать точность прогноза и сужать рамки поисков от рудных и нефтегазоносных провинций до районов и конкретных структур. Для изучения рудоносных структур необходимы аэрокосмические снимки высокого разрешения. При этом важную диагностическую роль играют спектральные характеристики горных пород. Возможность обнаружения локальных структур, перспективных для поисков нефти и газа, в значительной мере обусловлена их унаследованным неоктоническим развитием, определяющим выражение структур в современном рельефе, характере четвертичного покрова, распределения почв, растительности и степени увлажненности. Для выявления этих особенностей также важны спектральные характеристики ландшафта.

Принципиально иным путем дистанционного поиска залежей нефти, газа, а вероятно, и сульфидных руд является обнаружение связанных с ними положительных тепловых аномалий и специфичных газовых эманаций. Возможности для этого открывают тепловая съемка и лидарная спектроскопия. Независимость этих критериев от структурных признаков месторождений делает особенно ценным комплексирование тепловой съемки и лидарной спектроскопии с многоканальным спектрометрированием и разномасштабной многозональной съемкой в видимом и ближнем ИК-диапазонах.

Итак, сочетание разномасштабных аэрокосмических съемок и измерений в разных спектральных диапазонах существенно повышает возможности их применения для решения различных геологических задач. Сами по себе дистанционные методы и средства обычно не дают полных решений этих задач. Но их комплексирование с наземными методами и средствами геолого-геофизических исследований существенно удешевляет работы и делает их более эффективными как в теоретическом, так и практическом отношении.

ПРИМЕНЕНИЕ АЭРОКОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СОВРЕМЕННЫХ И НОВЕЙШИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Глава 8

СОВРЕМЕННЫЕ И НОВЕЙШИЕ ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

МОЛОДАЯ ТЕКТОНИКА И ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Молодые (позднеплейстоцен-голоценовые) тектонические нарушения и деформации интересны с двух точек зрения. Во-первых, в комплексе с сейсмологическими и геофизическими данными они служат основой для построения актуалистической структурно-кинематической модели литосферы, необходимой для понимания тектонических процессов и пространственных соотношений структур геологического прошлого. Во-вторых, с молодыми нарушениями и деформациями как проявлениями современной тектонической жизни Земли в той или иной мере связаны многие стихийные геологические явления: сейсмичность, вулканизм, склоновые процессы, аккумуляция и эрозия поверхности. Поэтому без знания молодых тектонических движений и их структурных проявлений невозможно рациональное долгосрочное планирование строительства и землепользования.

Методика дистанционного изучения молодых тектонических нарушений

Информативность аэрокосмических снимков для изучения позднечетвертичных тектонических нарушений неоднократно обсуждалась в литературе [Трифонов и др., 1973; Макаров и др., 1974; Макаров, Трифонов, Щукин, 1974; Шульц, 1975, 1976, 1977; Иванова, Трифонов, 1976; Трифонов, 1976а; Геологическое..., 1978; Wellman, 1966; Slemmons, 1967; Wallace, Moxham, 1967; Thorarinsson et al., 1973; Mohajer-Ashjai et al., 1975; Molnar, Tapponnier, 1975, 1978].

Изучение молодых тектонических нарушений — многоаспектная проблема, и степень использования материалов аэрокосмических съемок неодинакова при решении разных задач. Одна из них — прямой поиск и диагностика позднечетвертичных разрывов, нарушающих дневную поверхность [Трифонов, 1976а]. На мелкомасштабных космических изображениях, полученных с искусственных спутников серии «Метеор» (разрешение на местности — первые сотни метров или около 1 км), прямыми линиями фотометрического контраста представлены крупные новейшие разломы, например Таласо-Ферганский (рис. 39). Контрастность выражения зоны разлома на снимке дает основание предполагать наличие позднечетвертичных подвижек. Для выявления и картирования разрывов, нарушающих молодые отложения и формы рельефа, используются более крупномасштабные космические изображения, с разрешением на местности порядка 100 м. Однако, за исключением общего рисунка главных молодых нарушений, наиболее крупных, в 1 км и более, сдвиговых смещений и изгибов речных долин и общего направления вертикальных смещений (рис. 41; зона Таласо-Ферганского разлома), достоверную информацию о морфологии молодых разрывов, особенно мелких, с таких снимков получить трудно. Нужны еще более крупномасштабные космические фотоснимки (рис. 40) и аэрофотоснимки (рис. 42). На них по соотношению линии разрыва со средне- и позднечетвертичными формами рельефа различаются крутые и пологие нарушения. По систематическому искривлению речных русел и овражных долин с большей или меньшей уверенностью можно предполагать сдвиговые смещения. Иногда определяется общее



Рис. 39. Космическое изображение Индостана—Памира и сопредельных территорий, полученное со спутника «Метеор-18»

Стрелкой показан Таласо-Ферганский разлом

направление вертикальных подвижек. Дешифрируются детали соотношений и рисунка молодых нарушений в зоне разлома.

Тот же ряд космо- и аэроснимков разных масштабов используется для изучения строения молодых вулканических областей [Тораринсон, 1970; Трифонов, 1979; Thorarinsson et al., 1973]. На космических снимках дешифрируются общий структурный рисунок, крупные вулканы и их соотношения с разломами (рис. 43). На аэрофотоснимках определяются более мелкие центры извержений, их структурное положение, соотношения разновозрастных лавовых потоков (рис. 44).

Ряд разномасштабных аэрокосмических материалов используется и при изучении молодых складчатых деформаций [Иванова, Трифонов, 1976]. Наиболее мелкомасштабные космические изображения позволяют наметить, например, области замыкания крупных и сложно построенных новейших поднятий; именно в таких областях можно ожидать развития позднечетвертичных складок. На крупномасштабных космических снимках фотометрические контрасты, определяемые степенью обводненности и характером растительности молодых поверхностей подгорных равнин, помогают распознавать складчатые изгибы таких поверхностей. На аэрофотоснимках позднечетвертичные антиклинали подгорной равнины нередко определяются по расположению сети временных водотоков. Они могут огибать локальные поднятия, продолжающийся рост которых иногда находит отражение в расщеплении единого водотока на несколько русел, из которых более молодые отстоят дальше от оси поднятия, чем более древние. В других случаях русла, начинаясь от оси поднятия, расходятся в стороны от него.

Таким образом, использование снимков разных масштабов и различного разрешения на местности позволяет выделять на мелкомасштабных изображениях области возможного развития молодых нарушений, конкретизировать и детализировать намеченную картину с помощью все более крупномасштабных изображений и, наконец, наземных

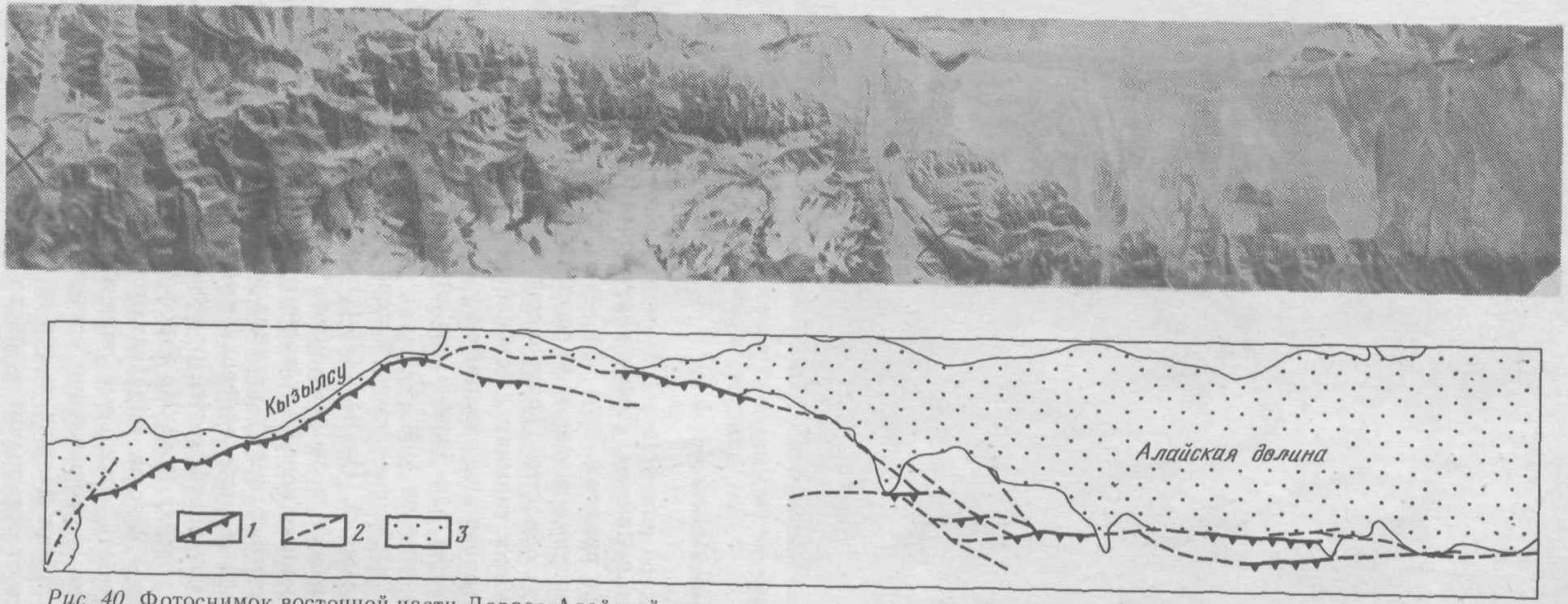


Рис. 40. Фотоснимок восточной части Дарваз-Алайской зоны молодых нарушений (северный склон Заалайского хребта), сделанный камерой МКФ-6 с космического корабля «Союз-22» в 1976 г., и схема дешифрирования позднечетвертичных разрывов

1 — молодые надвиги; *2* — разрывы с неизвестным направлением смещений; *3* — голоценовые наносы р. Кызылсу и ее притоков

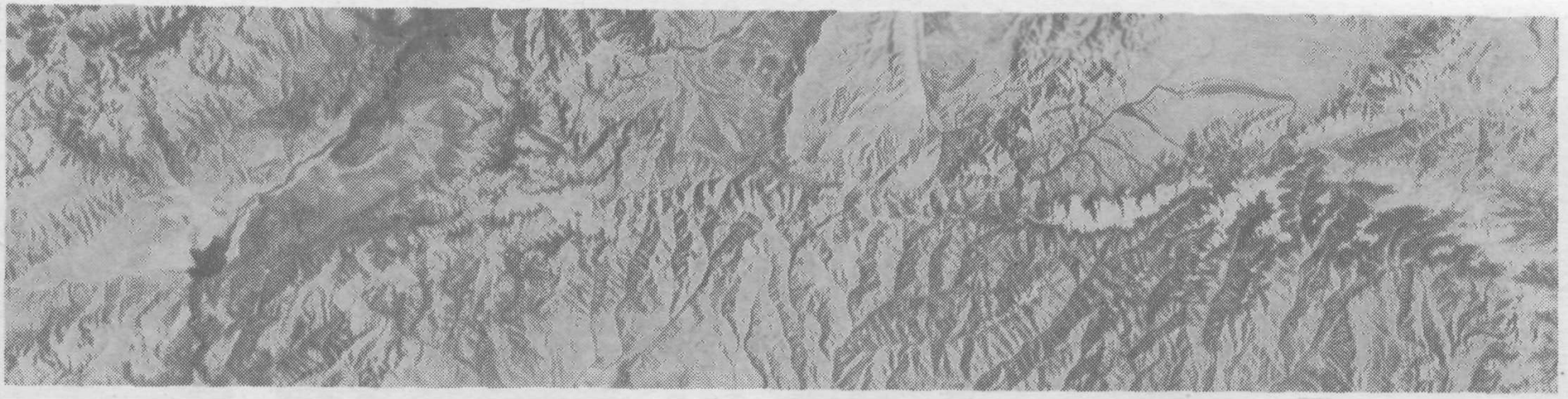


Рис. 41. Космическое изображение зоны Таласо-Ферганского разлома, полученное со спутника «Ландсэт-1» (ERTS-1)

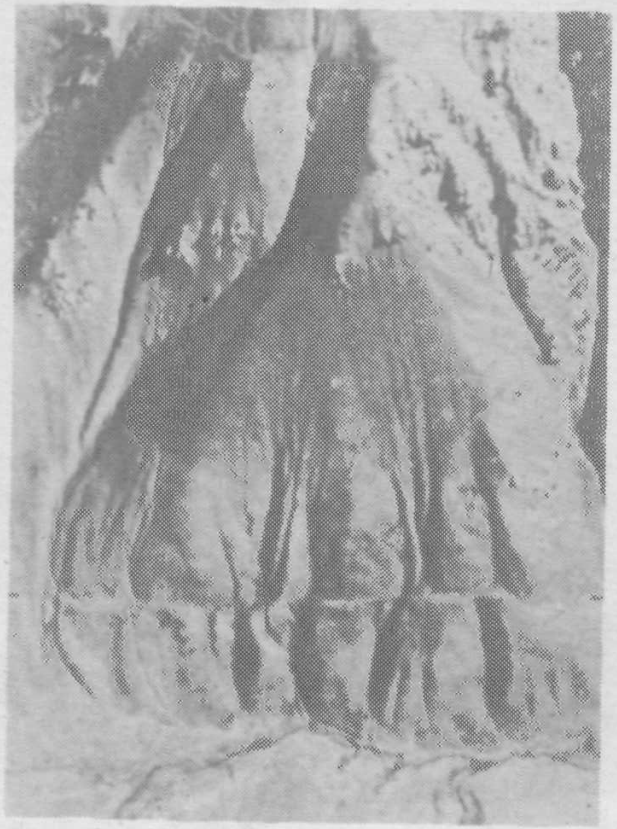


Рис. 42. Аэрофотоснимок участка Таласо-Ферганского разлома. Правый сдвиг на 30 м голоценовых русел на левом борту долины р. Джимангач [Буртман, 1964]

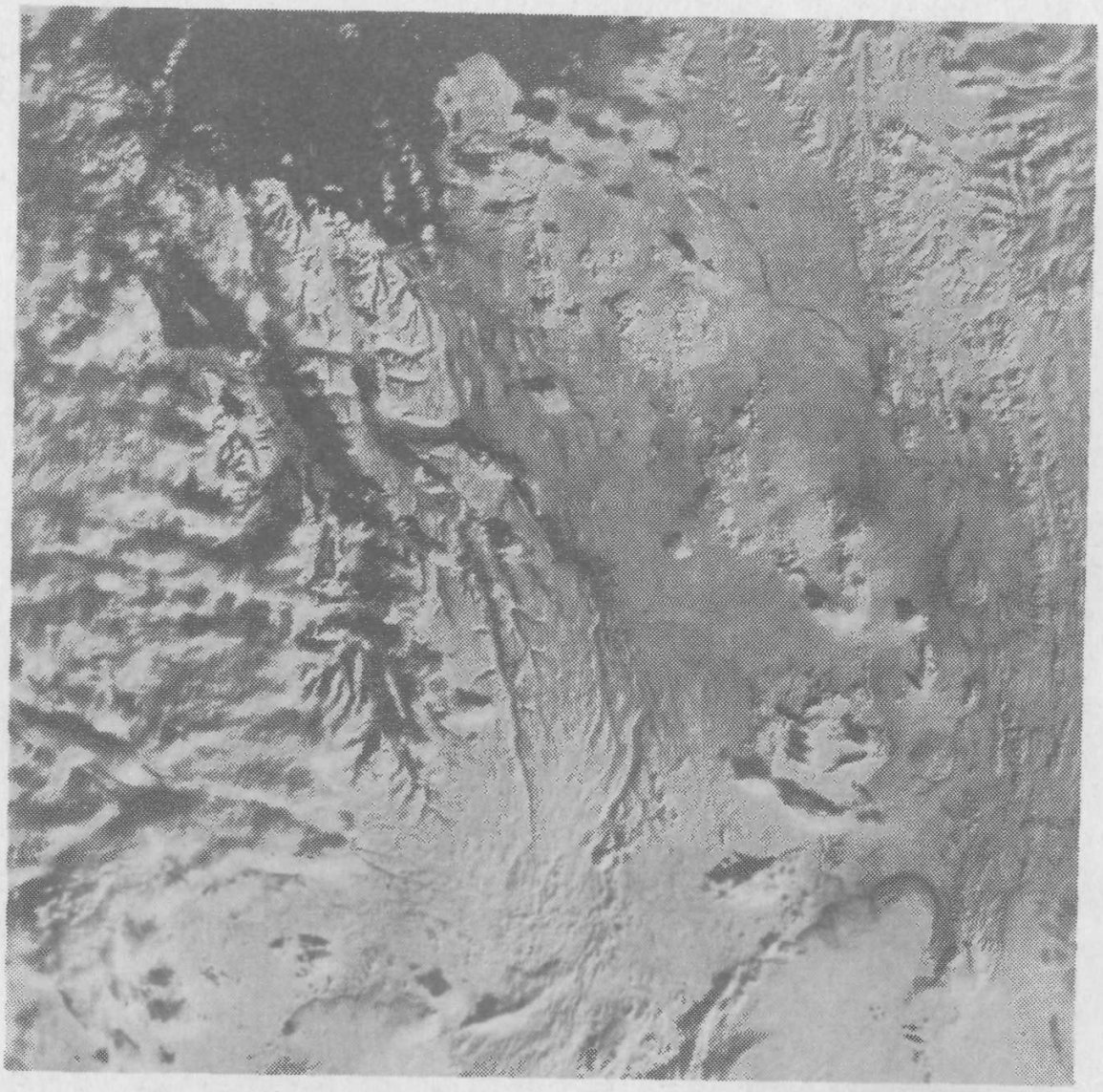


Рис. 43. Сканерное изображение северной части Срединно-Исландской рифтовой зоны, полученное со спутника «Ландсэт-1» (*ERTS-1*). Спектральный канал 0,8—1,1 мкм



Рис. 44. Аэрофотоснимки Срединно-Исландской рифтовой зоны

а — цепочка мелких лавовых вулканов вдоль голоценового сбросо-раздвига юго-восточнее щитового вулкана Вегъябунга (Северная Исландия); *б* — переход по простиранию голоценовой кратерной цепи в молодой грабен восточнее оз. Тоурисватн (Южная Исландия)

наблюдений. Последние дают возможность определить или уточнить амплитуды смещений, установить их возраст и тем самым скорость тектонических движений.

Особой задачей является определение глубины заложения тех или иных позднечетвертичных нарушений и зон. Сопоставление отдешифрированных образований с сейсмологическими, геофизическими, петрологическими и гидрохимическими данными позволяет оценить глубину заложения молодых подвижных зон и структур [Макаров и др., 1974; Макаров, Трифонов, Щукин, 1974; Ананьин, Трифонов, 1976; Макаров, Соловьева, 1976; Геологическое..., 1978; Макаров, Щукин, 1979].

В аридных областях изображения в ближнем ИК-диапазоне лучше отражают глубинные образования, чем изображения в видимой части спектра, поскольку на последних структурные элементы, проявленные в рельефе, нередко замаскированы растительностью и сугубо поверхностными осадками. Более важную роль играют масштаб и разрешающая способность снимка. В общем, чем хуже разрешение, т. е. чем выше уровень генерализации изображения, тем более глубинные элементы структуры находят на нем свое отражение. При этом на изображениях разных уровней генерализации дешифрируются образования не только разных размеров, но местами разной формы и различного направления. На снимках высоких уровней генерализации могут проступать структурные линии и контуры, крайне слабо или косвенно выраженные в деформациях поверхности, но отвечающие молодым глубинным структурным элементам, которые устанавливаются по сейсмическим, вулканическим, геотермальным и геофизическим проявлениям. Данные о глубинах, на которых те или иные зоны нарушений и деформации наиболее активны, дают возможность сопоставлять молодые структуры разных слоев литосферы, выявлять черты их сходства и различия. Из-за неполноты и неоднозначности интерпретации данных о глубинном строении такие сопоставления остаются гипотетическими, но совпадение данных, полученных разными методами, повышает их достоверность.

Некоторые научные результаты изучения молодых структур

Комплексные исследования молодых структур, выполненные в разных активных областях, прежде всего в Западной и Центральной Азии и на западе Северной Америки, выявили две важные тектонические закономерности [Трифонов, 1980].

Во-первых, активные области, развивающиеся при взаимодействии стабильных блоков, называемых литосферными плитами, не ограничиваются узкими пограничными зонами, а образуют широкие, в сотни километров, подвижные пояса молодых деформаций со смещениями краев плит на значительные расстояния. Плиты, таким образом, не являются жесткими, недеформируемыми образованиями. Поэтому источником их латеральных перемещений, скорее всего, служат не тектонические силы, приложенные к одному из краев плиты, а течение горных масс в субгоризонтальных или местами наклонных подвижных зонах, расположенных под плитами.

Во-вторых, перемещающиеся плиты не охватывают в одинаковой мере всю толщу литосферы, а разделяются подвижными зонами и слоями на отдельные литопластины, нарушаемые и деформируемые более или менее автономно.

Эти два положения имеют не только теоретическое, но и практическое значение, в частности для прогноза землетрясений.

Роль аэрокосмических средств в долгосрочном прогнозе сильных землетрясений по геологическим признакам

Геологические критерии прогноза сильных землетрясений основаны прежде всего на факте приуроченности всех сильных землетрясений к молодым подвижным поясам, а внутри них — к молодым подвижным зонам. Поэтому картирование и характеристика молодых тектонических нарушений и деформаций являются первой и обязательной предпосылкой долгосрочного прогноза землетрясений и сейсмического районирования. Речь идет именно о молодых (позднеплейстоцен-голоценовых), а не только о современных нарушениях и деформациях, поскольку лишь в течение голоцена, а местами позднего плейстоцена и голоцена формы и степень современной активности подвижных зон проявляются в такой мере, что могут быть зафиксированы геолого-геоморфологическими методами. Причина этого — неравномерность проявлений тектонических движений во времени и в разных частях активной зоны, в частности весьма редкая (сотни лет и более) повторяемость катастрофических землетрясений в некоторых активных зонах, например в Северной Анатолии или Восточном Китае, и отсутствие активности между землетрясениями.

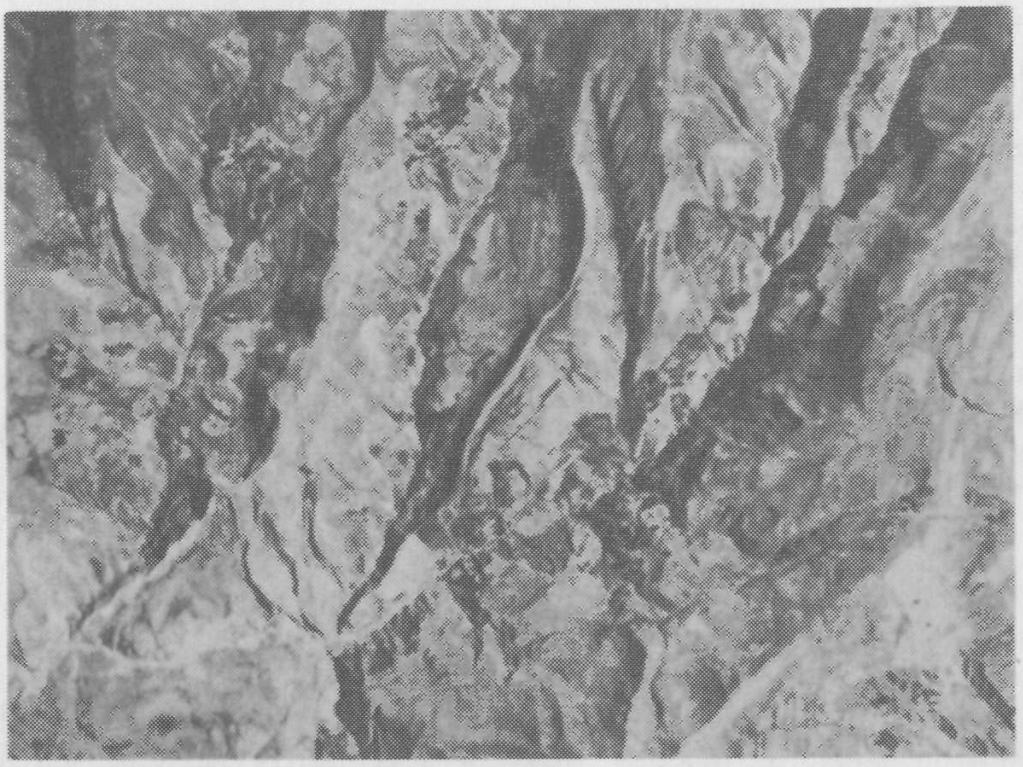


Рис. 45. Аэрофотоснимок голоценовой палеосейсмодислокации на северо-западном склоне долины р. Джондоды севернее пос. Файзабад (Таджикистан)

Однако прямой связи интенсивности позднечетвертичных нарушений и деформаций на дневной поверхности с количеством или энергией землетрясений во многих активных зонах нет. По-видимому, это обусловлено двумя главными причинами. Во-первых, тектонические движения происходят как импульсно, в виде землетрясений, так и медленно, в форме крипа, причем сочетание этих форм движений различно в разных участках подвижных зон. Во-вторых, активность подвижных зон изменяется с глубиной, некоторые из них, будучи весьма сейсмоактивными на той или иной глубине, проявляются на поверхности слабо и лишь косвенными признаками. Возникает задача определения участков потенциальной сейсмической активности в пределах молодых подвижных зон.

Один из способов решения этой задачи основан на изучении позднечетвертичной сейсмичности, запечатленной в палеосейсмодислокациях дневной поверхности [Солоненко, 1970, 1973]. Сравнивая такие дислокации с возникающими при современных катастрофических и сильных землетрясениях, можно прогнозировать не только места, но и ожидаемый разрушительный эффект будущих землетрясений. Палеосейсмодислокации разделяются на две основные группы. Одна из них — проявления подвижек по сейсмогенерирующим разломам. Вторая — дислокации поверхности, не отражающие непосредственно таких подвижек, а вызванные нарушением гравитационного равновесия горных масс и действием ударной волны.

Палеосейсмодислокации первой группы обычно бывает весьма трудно отличить от результатов криповых движений по разломам, которые могут временно убыстряться и вызывать эффекты, сходные с мгновенными подвижками. Признаки их отличий сохраняются неповсеместно, а там, где они есть, выявляются тонкими и детальными наземными наблюдениями. Аэрокосмические снимки в этом помочь пока не могут.

Палеосейсмодислокации второй группы нередко хорошо видны на аэрофотоснимках (рис. 45) и даже на крупномасштабных космических снимках (см. рис. 40). Использование их перспективно и ограничено лишь тем, что палеосейсмодислокации этой группы возникали не при всех сильных землетрясениях, а лишь в условиях расчлененного рельефа. Их образование зависело и от обводненности, и от физических свойств пород.

Более общий подход к определению режима современного развития активной зоны и выявлению ее сейсмоопасных участков основан на исследовании структурных и литологических факторов, способствующих или препятствующих концентрации тектонических напряжений и их последующей быстрой разрядке [Трифонов, 1980]. Преобладание в активном участке некомпетентных пород (серпентинитов, глинистых сланцев, рыхлых осадков) препятствует концентрации напряжений, тогда как преобладание компетентных пород ей способствует. Аэрокосмические снимки помогают оценить этот фактор в той мере, в какой они могут быть использованы при картировании литолого-стратиграфических комплексов пород [Трифонов и др., 1973; Панин, Скобелев, 1976].

Больше информации дают аэрокосмические снимки для оценки структурных факторов

концентрации напряжений. Высокая степень раздробленности пород в зоне активных нарушений, их ветвление и возрастание общей ширины зоны, по-видимому, препятствуют концентрации напряжений. Определенное значение имеют местные особенности: изгибы активного разлома, затрудняющие непрерывное движение по нему, т. е. способствующие концентрации напряжений, наличие вулканов и грязевых вулканов, которые могут быть своеобразными клапанами, снимающими избыток напряжений, и вместе с тем источниками местных толчков, вызванных движениями и выбросами магмы, газов, грязевых масс. Повышенный тепловой поток и выходы термальных вод делают породы более пластичными, т. е. снижают возможность концентрации напряжений. При оценке термальной активности дистанционными средствами следует иметь в виду возможность не только ее ландшафтной индикации на аэрокосмических снимках в видимом и ближнем ИК-диапазонах, но и использования результатов тепловой съемки.

Применение аэрокосмических снимков для морфологической диагностики молодых нарушений имеет еще один аспект, связанный с различиями сейсмичности молодых структур разных кинематических типов. В целом сильные землетрясения чаще всего приурочены к зонам активных надвигов, реже они происходят в зонах активных сдвигов и еще реже — в зонах раздвигов и сбросов. Такую же роль играет сжимающая или растягивающая компонента в зонах преобладающих сдвиговых перемещений. Это проявляется и в локальном масштабе — в разной интенсивности землетрясений, связанных с активными разломами разных типов, и в глобальном масштабе. По оценкам Б. Гутенберга и К. Ф. Рихтера [1948], 75,6% сейсмической энергии выделяется в Тихоокеанском и 22,1% — в Альпийско-Азиатском подвижных мегапоясах сжатия и сдвига. Только здесь происходят землетрясения с $M>7{,}8$, неизвестные в мегопоясах растяжения, принадлежащих к глобальной рифтовой системе.

Сейсмические особенности активных структур сжатия проявляются и в специфике расположения гипоцентров сильных землетрясений. В активных зонах сбросо-раздвигового и сдвигового типов гипоцентры обычно расположены вдоль главных разломов или непосредственно вблизи них (сдвиги Сан-Андреас, Таласо-Ферганский, Чаманский, Северо-Анатолийский; сбросы и сбросо-сдвиги Байкальской рифтовой системы и долин Оуэнс, Дикси, Плизант в Большом Бассейне США). В активных зонах сжатия и сжатия — сдвига сильные землетрясения нередко приурочены не к главным разломам, а к второстепенным (Уайт-Вольф и Сан-Фернандо в системе Поперечных хребтов запада США) или происходят перед фронтом крупного надвига (землетрясения южнее Главного пограничного разлома Гималаев: Ассам, 1897 г., Сримангал, 1918 г., Дхубри, 1930 г., Бихар, 1934 г.).

Выше обсуждался вопрос об использовании космических снимков при оценке глубин заложения и наиболее активного развития молодых подвижных зон. Важность таких оценок для сейсмического прогноза определяется тем, что возможность концентрации напряжений повышается в активных зонах, скрытых на глубине. В простейшем случае такие активные зоны могут быть погребены недислоцированными отложениями или тектоническими покровами [Агамирзоев, 1976]. В более общем виде указанный фактор действует, если два слоя литосферы деформируются дисгармонично друг относительно друга, т. е. обладают разными планами активных нарушений. Наибольшая концентрация напряжений достигается на границах по-разному нарушенных литосферных слоев, особенно в тех местах, где сочленяются разнонаправленные молодые подвижные зоны разной глубины заложения [Макаров, Щукин, 1979]. Так, при дешифрировании космических снимков Газлийского сейсмоактивного района в Центральных Кызылкумах в полном соответствии с данными структурно-геоморфологического анализа установлены активные тектонические зоны нескольких направлений (рис. 46), которые, как показал анализ геолого-геофизических материалов, в разных слоях земной коры имеют разное структурно-динамическое и кинематическое значение.

На самых мелкомасштабных изображениях этой области, полученных со спутников «Метеор», отчетливо проявлены тектонические зоны субмеридиональных и субширотных направлений. На значительно более крупномасштабных изображениях, полученных с орбитальных станций «Салют» и со спутника «Ландсэт-1», меридионально ориентированные структурные линии и полосы в районе Газли выражены слабо и расплывчато, хотя севернее Каракумского свода они и на этих снимках хорошо проявлены в виде густой сети меридиональных трещин. В районе Газли на изображениях этого уровня генерализации более отчетливы элементы северо-восточного и северо-западного направлений. Густая и равномерная сеть «макротрещиноватости» северо-восточного простирания испещряет всю эпицентральную зону и смежные территории. Менее отчетливо,

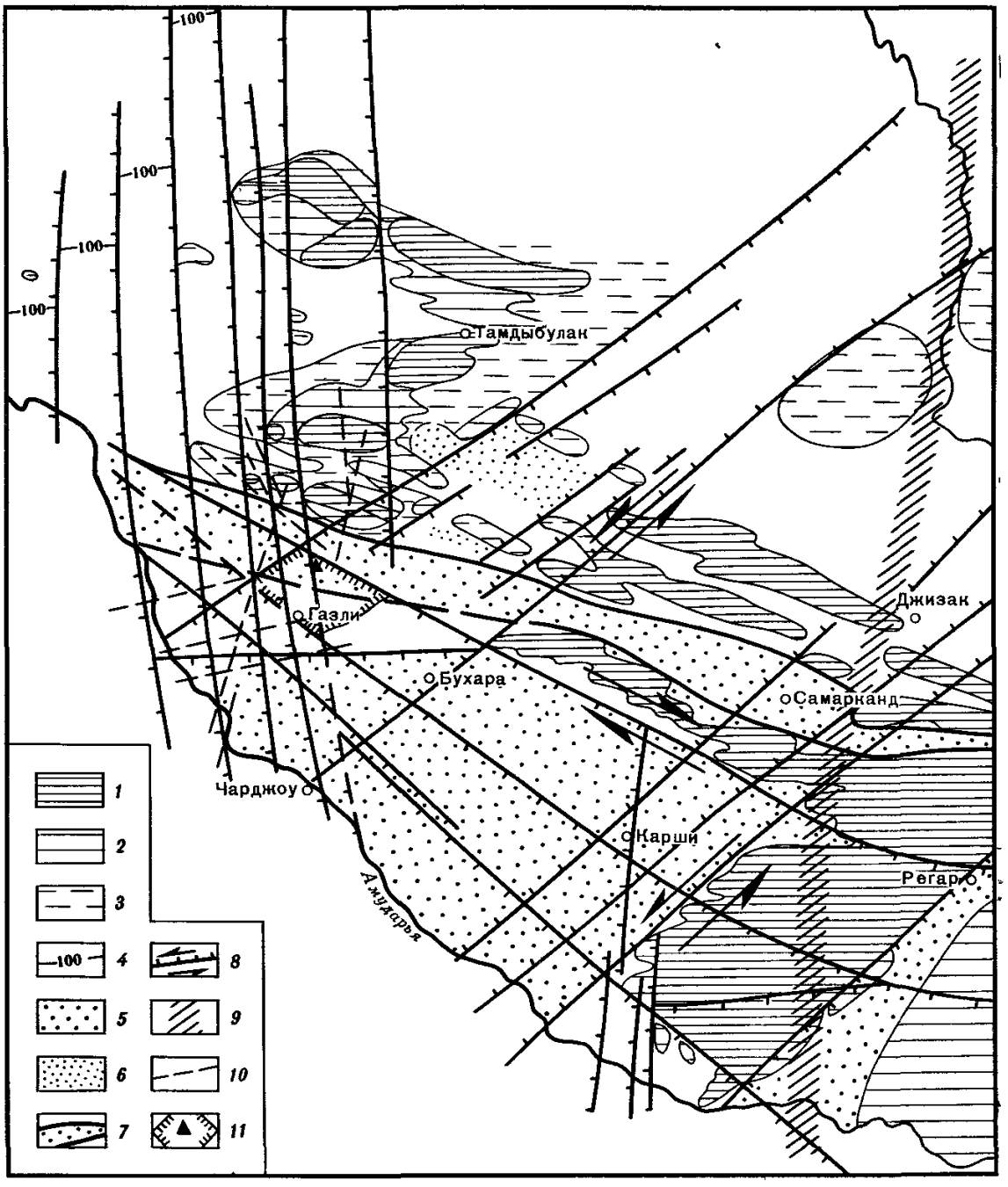


Рис. 46. Схема неотектоники Центральных Кызылкумов

1—3 — антиклинальные поднятия (складки основания), их зоны и системы (Центрально-Кызылкумские поднятия дифференцированы по степени относительного воздымания складчатого основания); *4* — положение изогипсы 100 м в междуречье Амударьи и Сырдарьи; *5* — зоны наиболее активных прогибаний и накопления неоген-четвертичных отложений; *6* — наиболее глубокие частные впадины в пределах Кульджуктау-Нуратинской системы поднятий; *7* — обобщенные контуры Зеравшанской синклинальной зоны; *8* — зоны флексурно-разрывных нарушений (штрихи обращены в сторону опущенных крыльев, стрелками обозначены направления возможных сдвиговых смещений); *9* — Туркестан-Алайский линеамент (разрывно-флексурная зона); *10* — разрывные нарушения, выявленные на космических снимках; *11* — сейсмостанция Каракыр и плейстосейстовая область землетрясений 1976 г.

с расплывчатыми границами, на этих снимках просматриваются также широкие (до 50 км) ступени земной коры, уходящие далеко на северо-восток, в район городов Туркестан и Арысь. Северо-западные направления на космических снимках эпицентральной зоны проявлены в виде подчиненных элементов структуры, но они преобладают в структуре и рельефе поверхности, т. е. при рассмотрении крупным планом.

Имеющиеся геологические и геофизические данные свидетельствуют о том, что субмеридиональные направления рассматриваемой области отражают деформации, активно проявленные в самых глубоких слоях коры и верхней мантии. Северо-восточные направления достаточно активно — во всяком случае значительно активнее, чем на поверхности — проявлены в кристаллическом основании Центральных Кызылкумов. Северо-западные же направления наиболее характерны для самых верхних слоев земной коры.

Из всего этого следует, что концентрация и разрядка напряжений в разных слоях литосферы происходят по-разному, дисгармонично, в связи с чем особое значение приобретают субгоризональные зоны раздела дисгармонично развивающихся слоев земной коры [Макаров, Щукин, 1979].

Перспективы применения аэрокосмических средств в текущем прогнозе сильных землетрясений

Для решения задачи текущего прогноза, т. е. прогноза места и времени крупного землетрясения, изучаются разнообразные предшествующие явления (предвестники) [Мячкин, Зубков, 1973; Sadovsky, Nersesov, 1974; Рикитаке, 1979]. К числу важнейших предвестников относятся некоторые изменения сейсмических параметров активного региона. Отмечаются также изменения геодезических, гравиметрических и магнитометрических характеристик, а также гидрогеологии, гидрохимии и газового состава источников. Если измерения параметров сейсмичности и регистрируемые геодезически слабые деформации земной поверхности пока не могут улавливаться дистанционными средствами, то остальные упомянутые предвестники в принципе могут быть обнаружены если не с космических аппаратов, то с самолетов. Особого внимания заслуживает дистанционное изучение гидрогеологических и гидрохимических характеристик активных структур.

Для определения возможности текущего прогноза землетрясений необходимо зондирование типовых участков сейсмоактивных областей комплексом аэросъемок и измерений. В такой комплекс целесообразно включить многозональную фотосъемку камерой типа МКФ-6, радиолокационную съемку, съемки в ИК- и СВЧ-диапазонах, многозональное спектрометрирование и в будущем лидарную спектрометрию. Если многозональная фотосъемка и радиолокация предназначены в основном для изучения морфологии молодых структур, то с помощью других видов съемок и измерений представляется возможным улавливать в молодых структурах гидрогеологически обусловленные изменения влажности, вариации теплового потока, химии источников подземных вод и связанных с ними газовых эманаций. В сочетании с гравиметрическими и магнитометрическими наблюдениями с воздуха эти исследования могут выявить набор дистанционных предвестников сильных землетрясений, что поставит вопрос о создании системы режимных наблюдений (аэрокосмического патрулирования) сейсмоопасных областей.

Оценивая роль аэрокосмических средств в системе текущего прогноза землетрясений, следует иметь в виду и возможность использования спутников как средства оперативного сбора и передачи данных наземных сейсмических и геофизических станций, в том числе автоматических, в центры обработки и предупреждения. В таких центрах целесообразно сосредоточить оперативную обработку данных, получаемых не только наземными станциями, но и аппаратурой, установленной на самолетах и спутниках.

СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ МЕХАНИЗМАМИ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЯМИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗОН НА КОСМИЧЕСКИХ СНИМКАХ

Космические снимки несут информацию не только о геологических объектах, но и о физических свойствах земной коры и верхней мантии. Остановимся на одной из физических характеристик — на изучении по космическим снимкам различных типов механизмов очагов сильных землетрясений. Любая совокупность космических снимков одной степени генерализации не может однозначно ответить на некоторые вопросы о физических свойствах объектов земной коры. Для распознавания этих свойств необходим набор эталонных критериев на космических снимках разной степени генерализации [Ананьин, Трифонов, 1976]. Только при таком условии повышается вероятность и однозначность определения физических свойств. В некоторых случаях без выполнения этого условия вообще невозможно решение поставленной задачи.

Рассмотрим, как отображается на космических снимках с разной генерализацией сейсмическая зона, расположенная вдоль южного борта Восточного Кавказа (между горой Казбек и г. Шемаха). Мы использовали снимки, полученные с космических кораблей типа «Салют» и «Союз», а также сканерные изображения со спутников «Метеор». По имеющейся классификации генерализация этих снимков отличается на один порядок [Ананьин, Трифонов, 1976].

На снимках первого типа (снимки с кораблей «Салют» и «Союз») различаются две категории линейных элементов: тонкая полосчатость, выраженная короткими, слабо различимыми линиями, и более резко проявленные линеаменты, каждый из которых протяженнее единичного элемента полосчатости. Полосчатость простирается в общекавказском направлении вдоль сейсмической зоны. Линеаменты ориентированы по отношению к ней под различными углами (рис. 47, *б*). На сканерных изображениях (второй тип) эта же зона представлена в виде трех протяженных линеаментов (рис. 47, *а*).

Описываемая сейсмическая зона является весьма активной [Ананьин, 1977]. Поэтому естественно возникает вопрос: как и в каких элементах проявляются на космических

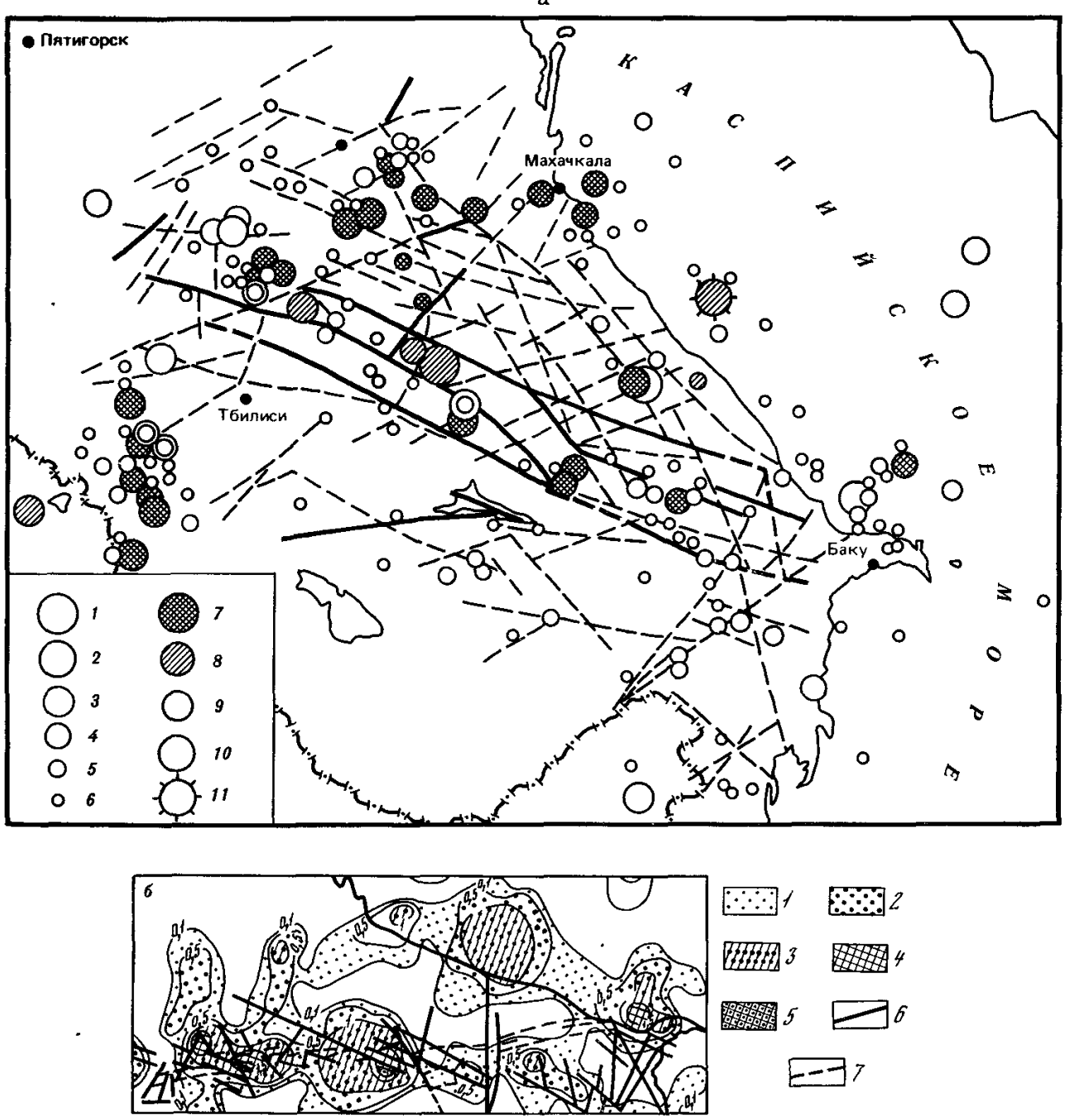


Рис. 47. Сопоставление линеаментов, отдешифрированных на сканерных изображениях со спутников серии «Метеор» (*а*) и на снимках с космических аппаратов «Салют» и «Союз» (*б*) с расположением эпицентров землетрясений и с картой повторяемости сотрясений 7 баллов за период с 1911 по 1962 г. в районе южного склона Восточного Кавказа

а. Магнитуда: *1* — 6,5—6,75, *2* — 6—6,25, *3* — 5,5—5,75, *4* — 5—5,25, *5* — 4,5—4,75, *6* — 4—4,25 Класс точности (в км): *7* — $\leqslant 25$, *8* — $\leqslant 50$, *9* — >50 Гипоцентры *10* — в земной коре, *11* — под корой Остальные условные обозначения см. на рис. 47*б*.

б. 1—5 — повторяемость сотрясений 7 баллов за 50 лет: *1* — 0,1, *2* — 0,5, *3* — 1, *4* — 1,5, *5* — 2 и более, *6, 7* — линеаменты, отдешифрированные на снимках: *6* — уверенно, *7* — менее уверенно

изображениях сейсмичность и динамические параметры очага? Эта зона выделена как область наибольшей плотности эпицентров землетрясений с энергией $E \geqslant 10^{12}$ Дж, как «живущая» зона разломов с глубиной до 60 км [Ананьин, 1977]. Ее можно также считать более или менее однородной и по общим закономерностям механизмов очагов землетрясений, а именно по ориентации в пространстве осей сжатия и растяжения сильных землетрясений [Широкова, 1962; Ананьин, 1977].

Эпицентры слабых землетрясений с $E < 10^{12}$ Дж распространены практически по всей территории Восточного Кавказа (см. рис. 47, *а*). При сопоставлении их расположения с элементами дешифрирования сканерных изображений никакой закономерности установить не удается. При сопоставлении с элементами дешифрирования фотоснимков первого типа выясняется, что эпицентры слабых землетрясений тяготеют к районам выделяемых на этих фотоснимках линеаментов, образующих структуру «метелок» и пересекающих полосчатую структуру зоны южного склона Кавказа в разных направлениях. Там, где «метелки» выходят за пределы полосчатой структуры (см. рис. 47, *а*), плотность эпицентров слабых землетрясений между ними уменьшается. Можно предположить, что очаги слабых землетрясений связаны с линеаментами, дешифрируемыми на снимках

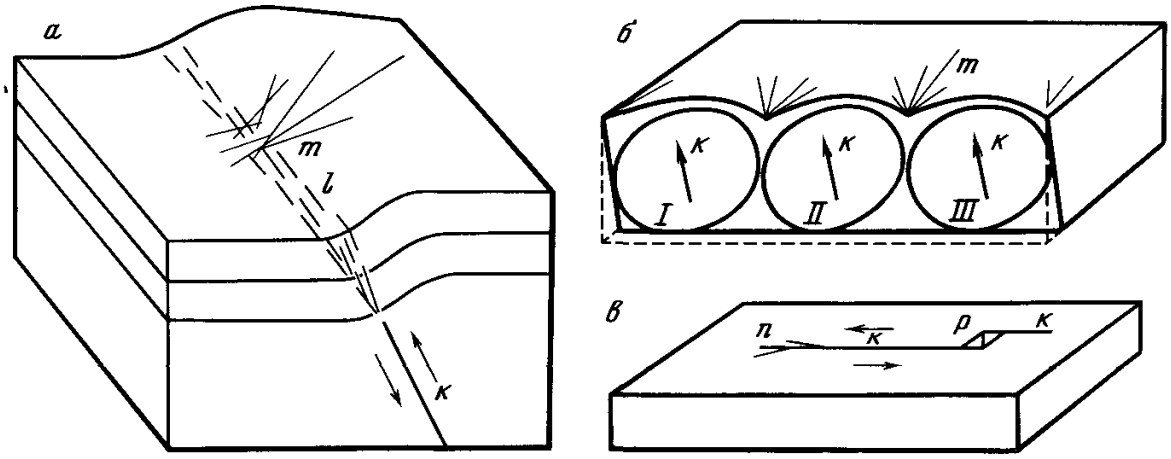


Рис. 48. Схематическое изображение систем разрывов, образующихся при тектонических процессах с разными механизмами очагов землетрясений

а, б — при вертикальной подвижке по слегка наклоненной плоскости разрыва; *в* — при горизонтальной подвижке по вертикальному разрыву; *к* — генеральный разрыв при сильном землетрясении, не выходящий на поверхность земли; *l* — полосчатая структура, образовавшаяся при ветвлении продолжения генерального разрыва в осадочной толще, *m* — разрывные нарушения типа «метелок» в осадочном чехле, образующиеся на границе между очагами сильнейших землетрясений (*I, II, III*); *п* — отдельные ответвления от генерального разрыва, *р* — один из видов небольших нарушений генерального разрыва

первого типа (с относительно высоким разрешением). Анализ глубин очагов землетрясений Восточного Кавказа показал, что очаги слабых землетрясений вне зоны глубинных разломов южного склона расположены на глубинах 5—10 км. По-видимому, и линеаменты («метелки»), дешифрируемые на фотоснимках первого типа, отражают разрывные нарушения, развитые на этих глубинах.

По сейсмологическим данным, в зоне южного склона Восточного Кавказа плоскости разрывов в очагах сильных землетрясений наклонены под углом 60—70°, а подвижки почти вертикальны — угол около 80° [Широкова, 1962]. Поскольку в зоне разломов сброс напряжений в очагах сильных землетрясений происходит в разных участках в разное время, в некоторых местах верхней, наиболее хрупкой части земной коры около свободной поверхности возникает концентрация упругих напряжений. Из-за специфических физических свойств верхней части земной коры это как раз и приводит к разрывным нарушениям типа «метелок» [Михайлова, 1979], которые не распространяются глубже 10—15 км. Нарушения оказываются тесно связанными с перемещениями в глубинной зоне разломов, но связанными опосредственно (рис. 48, *а, б*).

Таким образом, при генерализации изображения мелкие нарушения не проявляются или проявляются слабо. В отличие от них зона глубинных разломов на границе блоков четко видна на космических снимках с низким разрешением (второй тип), на снимках с более высоким разрешением ее проявление не столь отчетливо.

Указанные особенности характеризуют зону, в которой сейсмические подвижки преимущественно близвертикальны. Если мы рассмотрим отображение на таких же космических снимках зон, где происходят в основном землетрясения с горизонтальной подвижкой, то обнаружим, что на снимках первого и второго типов очаги катастрофических землетрясений 1939—1976 гг. в Северной Анатолии, Гоби-Алтайского 1957 г. в Монголии проявляются почти одинаково. На снимках первого типа иногда видны ответвления от основного генерального нарушения — разлома, небольшие нарушения в самом генеральном разломе или на его концах. Схематично это представлено на рис. 48, *в*.

Сопоставление отображения на космических снимках зон сильных землетрясений с различными механизмами, т. е. зон преобладания либо вертикальных, либо горизонтальных подвижек в очагах, приводит к следующим выводам.

1. Если в сейсмической зоне подвижки в очагах сильных землетрясений имеют в основном вертикальные направления, то на космических снимках первого типа эта зона будет проявляться тонкой полосчатостью вдоль зоны, пересеченной в некоторых местах линеаментами-«метелками». На космических снимках второго типа (мелкомасштабных сканерных изображениях) эта сейсмогенная зона представляется как протяженный линеамент.

2. Если в сейсмической зоне подвижки в очагах сильных землетрясений имеют в основном горизонтальные направления, то на космических снимках и первого и второго типов они практически имеют одно и то же изображение

Имея неполный набор данных об энергетической характеристике отдельных сейсмических зон, о механизмах очагов землетрясений, горизонтальных размерах этих зон и т. д.,

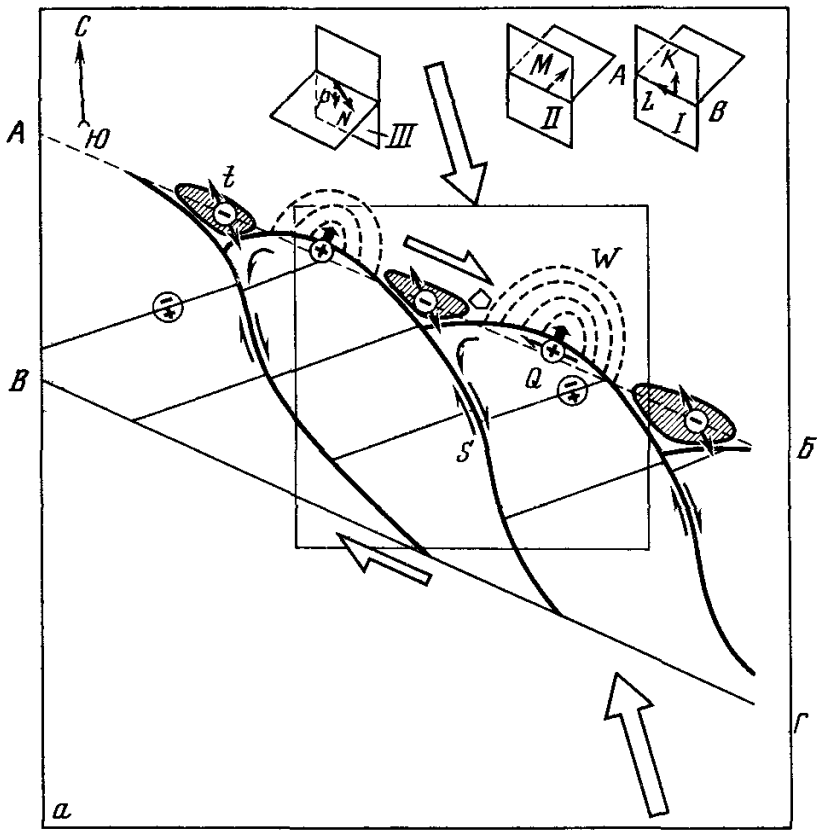
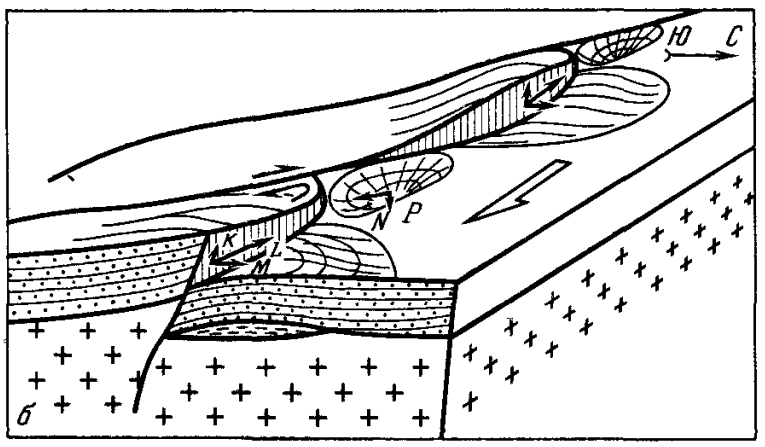


Рис. 49. Схема тектонических нарушений Копетдага и движений по ним, построенная путем дешифрирования космических снимков с использованием сейсмических и геофизических данных

а — план, *б* — объемное изображение.

Поле отдешифрированного фотоснимка выделено квадратом *АБ* — Предкопетдагская зона глубинных разломов, *ВГ* — южная зона разломов, ограничивающая Копетдагскую тектоническую зону с юга, *S* — дугообразные разломы, *Q* — прямолинейные разломы северо-восточного направления Знаком «плюс» показана поднимающаяся часть поверхности, знаком «минус» — опускающаяся

I — горизонтальная (*L*) и вертикальная (*K*) компоненты смещения в вертикальной плоскости, проходящей через линию *АБ*, *II* — горизонтальное смещение (*M*) в горизонтальной плоскости в области *W*; *III* — горизонтальная (*N*) и вертикальная (*P*) компоненты смещения в области *t*



можно при наличии фотоснимков различной генерализации уточнить размеры зон, выявить преимущественные движения (горизонтальные или вертикальные) в этих зонах, а в некоторых случаях оценить магнитуду максимального возможного землетрясения.

Рассмотренные примеры представляют два наиболее простых случая, встречающихся в природе. На самом же деле механизмы очагов землетрясений и соответствующие тектонические движения более разнообразны. Таким более сложным примером может служить район Копетдага.

На космическом снимке первого типа в районе Ашхабада [Трифонов, 1976а] хорошо видны S-образные линеаменты, которым соответствуют S-образные разломы, в том числе глубинные. Вся система S-образных разломов пересечена отдельными прямолинейными разломами северо-восточного направления. На рис. 49, *а* схематически представлен участок, отдешифрированный на космическом снимке. Поле снимка выделено квадратом. По взаимному расположению прямолинейных и дугообразных разломов, выявленных на снимке, по совместному анализу этих разломов с эпицентрами землетрясений, механизмами очагов и геофизическими полями (с гравитационным полем, с современными движениями — повторными нивелировками и триангуляцией) сделано заключение об определенных возможных типах механизмов очагов землетрясений в «живущих» разломах, взаимно связанных между собой. S-образный разлом в центре рассматриваемого квадрата является правосторонним сдвигом, так как разрыв северо-восточного направления горизонтально смещен по нему. По прямолинейным разрывам северо-восточного направления при стыке с другими разрывами горизонтальных движений не наблюдается, поэтому можно предположить, что очаги, связанные с этими прямолинейными разрывами, имеют в основном вертикальную составляющую смещения в плоскости разрыва.

Рассмотрим более подробно направления движений по отдельным S-образным разрывам и связанные с ними типы механизмов очагов землетрясений.

Принято считать, что Туранская плита с севера давит на Копетдаг и соответственно смещается на юго-восток, а Копетдаг вместе с более южными районами смещается относительно Туранской плиты на северо-запад по Предкопетдагскому глубинному разлому,

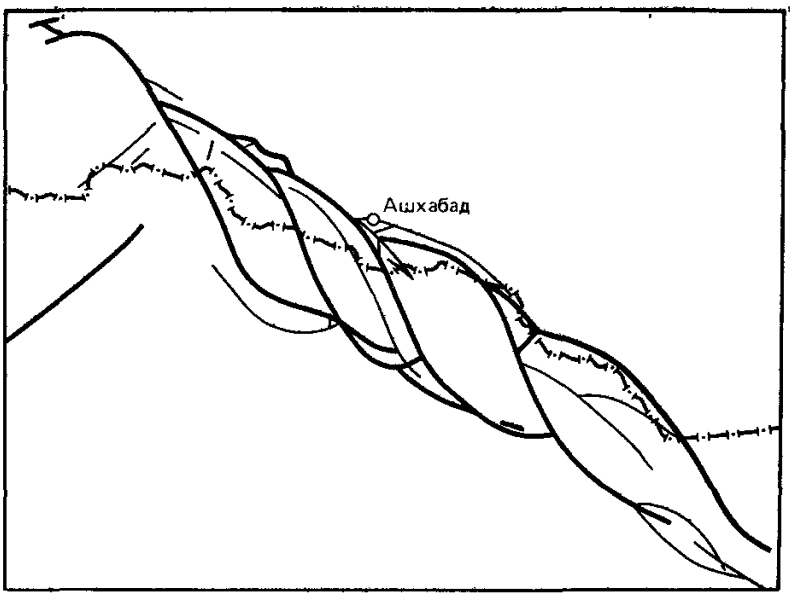


Рис. 50. Схема основных сейсмотектонических зон разломов Копетдага

который схематично изображен на рис. 49, *а* линией А—Б [Курбанов и др., 1973]. В связи с дешифрированием космических снимков район Копетдага целесообразнее представить как зону S-образных разломов, расположенную между линиями А—Б и В—Г. Вся зона Копетдага на основании дешифрирования космических снимков и геолого-тектонических карт схематично представлена на рис. 50. Видно, что зона Копетдага распадается на несколько веретенообразных блоков, каждый из которых испытывает в основном горизонтальные вращательные движения против часовой стрелки. Таким образом, Предкопетдагский разлом неоднороден и состоит из чередующихся зон сложных движений с горизонтальными и вертикальными составляющими, которым должны соответствовать разные механизмы очагов землетрясений.

В 1948 г. в районе Ашхабада произошло катастрофическое землетрясение со значительной [Резанов, 1958] горизонтальной составляющей перемещения. Но, чтобы весь веретенообразный блок северной части сейсмической зоны при землетрясении 1948 г. мог сдвинуться в направлении А—Б, ему необходимо было немного сместиться и в горизонтальном направлении на северо-северо-восток. Вследствие этого осадочные породы Предкопетдагской зоны должны сместиться по кристаллическому фундаменту или по соответствующей слоистой среде. При этом по законам механики они должны немножко вздуться, как показано на рис. 49, *а, б,* за счет вектора смещения *М*. Смещение осадочного чехла в Предкопетдагской зоне за счет векторов *L* и *М* было обнаружено повторными нивелировками и повторной триангуляцией в очаговой зоне землетрясения 1948 г. Очаги афтершоков располагались в горизонтальной плоскости вдоль границы между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом. Следовательно, в районе очага землетрясения 1948 г. можно было ожидать афтершоки с механизмами очагов, подобными основному землетрясению, т. е. движения по линии *А—Б с небольшой вертикальной составляющей К* (см. рис. 49 *а, I*), и одновременно афтершоки меньших энергий с горизонтальными подвижками в северо-северо-восточном направлении (см. рис. 49, *а, II*).

Рассматривая пространство на линии *А—Б* между областями поднятий и горизонтальных смещений в Предкопетдагской зоне, мы приходим к следующему заключению. В точке, где стыкуются два веретенообразных блока и Туранская плита, можно предполагать растяжение и относительное смещение небольшой части края Туранской плиты в юго-юго-восточном направлении. Иначе говоря, в этой точке тройного сочленения и окружающем небольшом объеме теоретически возможны землетрясения с механизмами очагов байкальского типа, при которых происходит отрыв и раздвигание бортов разрыва (см. рис. 49, *а, III*). При этом участок должен не только растягиваться, но и опускаться, проседать. Гравитационные аномалии на поверхности Земли в этом районе должны увеличиваться, а в соседних районах поднятий с горизонтальным смещением — уменьшаться. Приведенный выше анализ позволяет сделать вывод, что в некоторых районах Копетдага можно обнаружить землетрясения с четырьмя различными механизмами очагов.

Таким образом, с использованием космических снимков, сейсмологического и геофизического материала можно разобраться в тех физических процессах, которые происходят в земной коре такого сложного района, как Копетдаг. Это, на наш взгляд, прямо применимо для практики как сейсморайонирования, так и прогноза землетрясений.

Можно попытаться оценить и магнитуду максимального землетрясения, возможного юго-восточнее г. Ашхабада. Совместный анализ результатов дешифрирования космических снимков и геофизических данных позволяет выделить здесь однородную сейсмическую зону, находящуюся между пересечениями ее с поперечными сейсмогенными зонами разломов (между узлами). Анализ выделенной сейсмической энергии в однородных зонах на Кавказе, Копетдаге, в Монголии показал, что максимум энергии приходится на середину таких зон, а по мере приближения к узлам энергия падает до чрезвычайно малых

величин. К узлам, как правило, приурочено большое количество слабых землетрясений, которые по сумме излученной энергии за большой промежуток времени вносят совершенно незначительный вклад по сравнению с энергией, выделенной в области между узлами.

Для всего Копетдага, и в частности для района между городами Ашхабад и Каахка, с использованием формулы 3 ч [Ананьин, 1973] можно оценить максимальную магнитуду, возможную в этой части сейсмической зоны. Грубая оценка, сделанная для района Ашхабад — Каахка, показывает, что $M_{max} \simeq 6—7$, $\varphi = 37{,}6°$, $\lambda = 59{,}3°$ (φ — азимут и λ — угол падения вектора подвижки, ожидаемой при максимальном землетрясении), что дает хорошее совпадение с оценками И. В. Ананьина и др. [1981] ($M_{max} = 6{,}5$, $\varphi = 37{,}5°$, $\lambda = 59{,}3°$), полученными другим способом.

Таким образом, анализируя пространственные и энергетические характеристики очагов землетрясений, их механизмы и другие динамические параметры совместно с космическими изображениями различных ступеней генерализации, можно определять не только динамику отдельных сейсмических зон, но и особенности современного развития целых тектонически активных районов земного шара.

СОВРЕМЕННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ И СТРУКТУРЫ

Современные проявления вулканической деятельности сосредоточены в определенных регионах Земли и приурочены к крупнейшим вулканическим провинциям, которые имеют характерные геологические особенности и по-разному связаны с окружающими их платформенными и складчатыми подразделениями литосферы. Как в настоящее время, так и на протяжении всей геологической истории, вулканизму всегда предшествует или сопутствует тектоническая активизация (глобальная, региональная или локальная), и вулканические очаги, таким образом, являются своеобразными индикаторами глубинных явлений в складчатых и подвижных областях Земли.

Наиболее тесно вопросы региональной и структурной вулканологии соприкасаются с фундаментальными задачами структурной геологии и тектоники. В вулканических регионах многие давно затушеванные или погребенные детали глубинных структур вновь находят выражение в различных элементах поверхности. Обзорные космические снимки позволяют в таких регионах не только изучать само явление вулканизма или картировать площади распространения его продуктов, но и наблюдать в поверхностных проявлениях отражение глубинных движений на обширных территориях, получать информацию о характере связей вулканических проявлений с геологическими структурами всего региона, прослеживать развитие данного очага во времени или предсказывать его дальнейшую эволюцию. В периоды наиболее высокой активности и длительных извержений некоторые явления структурообразования и тектоники можно наблюдать непосредственно, а при соответствующих методах регистрации получать не только качественные новые представления о процессе, но и некоторые количественные его характеристики.

Одной из важнейших особенностей вулканизма как объекта исследования методами космической техники является его динамичность, изменение различных параметров (геометрия, температура, газовый спектр, физические поля и др.) во времени. Выбор временно́го интервала для систематической регистрации отдельных вулканов может определяться цикличностью их активизации или характером извержения и может быть установлен от нескольких лет или десятков лет до часов или даже минут при наблюдении извержений и других сопутствующих им быстро протекающих природных процессов. Некоторые вулканические извержения, например мощные пароксизмальные взрывы, длятся менее часа, а отдельные выбросы газов и пепла действующих вулканов, находящихся в стадии активности длительное время, происходят почти мгновенно, в доли минуты, с интервалами от нескольких минут до часов и нескольких суток.

Данные по динамике вулканического процесса представляют большой научный и практический интерес. В масштабе локальных вулканических аппаратов или их групп, а также отдельных вулканических районов эти материалы необходимы при изучении деталей формирования вулканических структур и прогнозировании периодов активизации отдельных вулканических центров или целых регионов. В глобальном масштабе они представляют уникальный материал для изучения роли вулканизма в формировании физико-географических особенностей поверхности земного шара на протяжении всей его геологической истории.

Исследования, связанные с процессами активного вулканизма на Земле, приобрели в последние годы еще большую актуальность благодаря развитию новой отрасли естест-



Рис. 51. Извержение вулкана Тятя на о-ве Кунашир. Изображение получено со спутника «Ландсэт-1» 16 июля 1973 г.

венных наук — сравнительной планетологии. Детальные материалы, полученные средствами новой космической техники, показали наличие на многих планетах Солнечной системы активных вулканических процессов или неоспоримых их последствий, сходных с земными.

Как видно из краткого перечисления проблем современной вулканологии, технические требования к регистрирующим системам новой космической техники, материалы которых представляют интерес при изучении вулканизма, оказываются достаточно многообразными и сложными: 1) глобальность информации и необходимость проведения систематических наблюдений практически в любой точке поверхности земного шара; 2) необходимость регистрации достаточно большого количества параметров, характеризующих вулканический процесс и его динамику, из которых наиболее важные — геометрия объекта, температура, спектр газов, некоторые физические поля; 3) высокая разрешающая способность регистрирующих систем по основным параметрам объекта.

В настоящее время для изучения современных вулканических явлений и структур используются изображения, получаемые с различных метеорологических спутниковых систем, данные специальных спутников для исследования природных ресурсов — «Ландсэт» (рис. 51) и «Метеор», снимки, получаемые с помощью различной аппаратуры на пилотируемых космических кораблях и орбитальных станциях.

Исходя из возможностей использования перечисленных материалов, исследования проводились по двум основным направлениям: обнаружение и изучение вулканических извержений и изучение геологических особенностей современных вулканических структур.

Изучение вулканических извержений

Наибольшее практическое значение при дистанционном наблюдении вулканических явлений в глобальном масштабе имеет возможность предсказания и оповещания о вулканическом извержении за некоторое время до его возникновения. Известными и наиболее надежными предвестниками вулканических извержений являются напряжения и деформации поверхностных участков земной коры вблизи активизирующегося вулкана, появление или усиление геотермальных аномалий, сейсмические явления, изменение газового спектра или концентраций определенных газовых составляющих в атмосфере и подземных водах. Некоторые другие явления недостаточно хорошо изучены и не дают пока однозначного прогноза. В настоящее время усиленно ведется поиск косвенных признаков прогнозирования, выясняется корреляционная их связь с известными или изученными признаками. Разрабатываются системы регистрации этих признаков. Необходимо также иметь в виду, что вслед за системой регистрации должна работать система трансформирования и передачи данных на станцию обработки и оперативная система оповещения.

В 1972 г. Национальный центр исследования землетрясений совместно с Геологической службой США создал опытную систему наблюдений за вулканами через спутник

ERTS. Система включала комплекс наземной аппаратуры, состоящей из сейсмических датчиков и наклономеров, которые были установлены на 15 вулканах в Америке, Исландии и на Гавайских островах. Регистрируемые импульсы через спутник передавались на одну наземную станцию обработки для анализа. Эксперимент, успешно выполнявшийся в течение нескольких лет, продемонстрировал достаточно высокую надежность работы системы и показал возможность создания подобной службы в более широком масштабе.

При существующем уровне технических и методических разработок регистрацию и анализ самого извержения или значительного усиления активности вулкана можно разделить на два в некоторой степени независимых этапа, которые могут выполняться различными службами или программами: 1) поиск и обнаружение извержения или изменения активности и оперативное оповещение; 2) систематическое наблюдение и анализ режима извержения. Факт опознания извержения, его оперативная регистрация и оповещение являются ценным научным и практическим достижением, так как далеко не каждое извержение, особенно кратковременное, происходящее в удаленном и малонаселенном районе Земли, становится доступным для научного анализа или даже может быть учтено статистйкой. Кроме того, своевременное сообщение позволяет заинтересованным службам прибыть к месту события для более детальных исследований. Сложность поиска и опознания извержения связана не только с несовершенством регистрирующих систем, но заключается также в необходимости частого и систематического анализа огромного количества информации о состоянии поверхности значительной части земного шара, что даже при хорошо налаженном постоянном зондировании является очень трудоемким делом.

Практически единственными техническими средствами, которые наиболее полно отвечают задаче постоянного патрулирования земной поверхности, в настоящее время являются автоматические спутники метеорологического назначения. Главная особенность и достоинство этих систем — возможность получения очень обзорных, охватывающих огромные площади изображений в любое время и практически на любую область поверхности Земли; недостатки — малая разрешающая способность по необходимым регистрируемым параметрам, а также отсутствие системы целевого анализа и оповещения. На метеорологических снимках можно опознать только очень сильное извержение при достаточно благоприятной метеорологической обстановке.

В течение нескольких лет нами систематически анализировались визуально изображения с метеоспутниковых систем НОАА и «Метеор» Курило-Камчатского региона в целом и некоторых вулканов, находящихся в состоянии повышенной активности и прогнозируемых на это состояние. Единственным признаком извержения являлось наличие эруптивного шлейфа или отдельных выбросов; критерием же оценки изменений активности служил размер (площадь) выброса или шлейфа, измеренный на снимке.

25 марта 1977 г. по изображению, полученному с помощью спутников «Метеор», был зафиксирован шлейф мощного взрыва очередного извержения вулкана Безымянного в Ключевской группе вулканов. Полоса пеплово-газового выброса прослеживалась на снимке на восток от вулкана более чем на 300 км. Это очень кратковременное явление было замечено только на одном снимке, принятом в 07 ч 42 мин На других снимках этого района, полученных в течение суток, следов извержения обнаружено не было. На следующий день было зафиксировано увеличение активности Ключевского вулкана (также по хорошо заметному на снимке светлому эруптивному шлейфу длиной около 80—100 км). По-видимому, достаточно насыщенный пеплом и газами светлый шлейф извержения наблюдался выше прозрачного облачного покрова, сквозь который просвечивали детали темной подстилающей поверхности, что обеспечило четкую дешифрируемость шлейфа на снимке.

На протяжении нескольких лет постоянно находится в состоянии извержения вулкан Карымский на востоке Камчатки, один из активнейших действующих вулканов всего Курило-Камчатского региона. Его деятельность выражается в периодических излияниях небольших лавовых потоков, а также в постоянных пеплово-газовых эксплозиях. Выбросы происходят с интервалами от нескольких минут до нескольких часов или суток в периоды некоторого спада активности. При частых выбросах общий непрерывный шлейф иногда прослеживался визуальными наблюдениями с самолета на несколько десятков километров. На метеорологических снимках признаки извержения Карымского вулкана дешифрировались редко.

С начала 1979 г. в состоянии активности находится вулкан Чиринкотан, расположенный на одноименном острове в центральной части Курильской островной дуги. Впервые

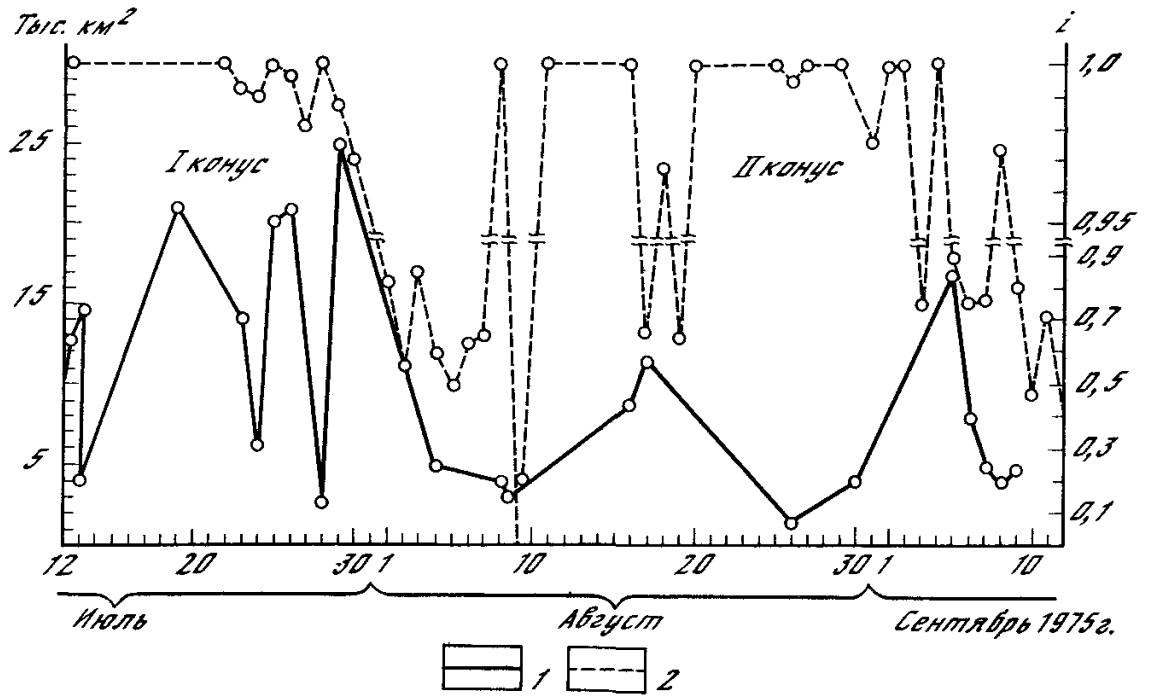


Рис. 52. Графики относительной интенсивности Толбачинского извержения на Камчатке за период с 12 июля по 10 сентября 1975 г.

1 — по данным интерпретации спутниковых снимков, *2* — по данным наземных наблюдений

сомнительные признаки эруптивной активности Чиринкотана были отмечены среди сложных рисунков облачных покровов на изображениях, полученных с метеоспутника «Метеор» в феврале 1979 г. В апреле об извержении вулкана были получены сообщения с проходящих судов. В апреле и мае 1979 г. эруптивная деятельность Чиринкотана была отчетливо видна на многих изображениях с метеоспутника НОАА. В течение 1979 и 1980 гг. систематически анализировались снимки этого района с различных метеосистем, и извержение Чиринкотана фиксировалось неоднократно. На отдельных снимках, включая и изображения среднего разрешения, эпизодически получаемые спутниками серии «Метеор», признаки извержения явно отсутствуют даже при благоприятных условиях наблюдений. Это позволяет сделать вывод о периодической активации этого вулкана. Полного же прекращения деятельности, по-видимому, не происходило, однако уверенно этого сказать нельзя из-за сильной генерализации информации.

Примером использования космической информации при изучении продолжительных вулканических извержений могут служить материалы, полученные при систематическом анализе снимков со спутника системы НОАА Толбачинского извержения на Камчатке в 1975—1976 гг. Первый период этого извержения, с начала июня по начало сентября 1975 г., характеризовался мощной эруптивной деятельностью с выносом в атмосферу огромного количества газов и пирокластического материала (шлаки, пепел, аэрозоли). Сносимый ветром шлейф продуктов извержения в отдельные дни достигал нескольких сот километров в длину и уверенно дешифрировался на снимках. В качестве критерия оценки изменения относительной интенсивности извержения принималась величина (площадь) эруптивного облака, отдешифрированная на снимке. Данные, полученные по спутниковым наблюдениям, хорошо коррелируются с результатами наземных наблюдений за этот же период, и обе системы наблюдений хорошо дополняют друг друга (рис. 52). При наземных наблюдениях относительная интенсивность процесса извержения оценивалась по продолжительности регистрируемых отдельных выбросов, отнесенной к общему времени наблюдений.

Некоторые извержения регистрировались с помощью орбитальной аппаратуры в тепловом диапазоне и делались попытки наблюдать изменения активности. На полученных с метеоспутников НОАА, «Нимбус» ИК-снимках вулканов и извержений на Гавайских островах, Этны в 1967 и 1971 гг., вулкана Беренберг на о-ве Ян-Майен и некоторых других были зафиксированы тепловые аномалии.

Уникальным и надежным методом патрулирования вулканической активности являются визуальные наблюдения с пилотируемых орбитальных комплексов. При визуальном поиске может просматриваться огромная территория, значительно бóльшая, чем при автоматической регистрации, даже с использованием широкозахватной регистрирующей аппаратуры. Однако информативность таких данных, подобно самолетным визуальным наблюдениям, ограничена возможностью заметить только достаточно сильные изменения активности или зафиксировать факт происходящего извержения. Получение же более

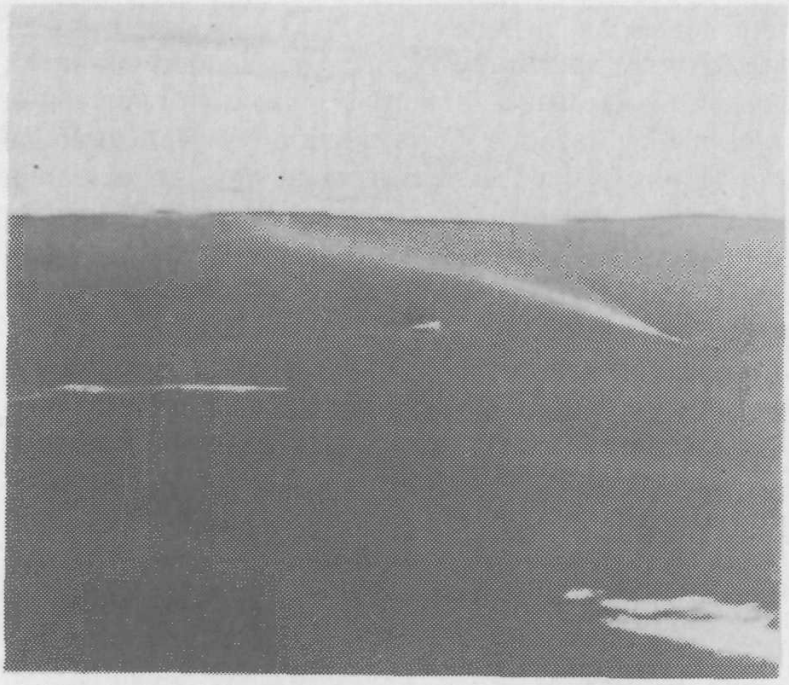


Рис. 53. Сильно наклоненный снимок Сандвичевых островов, сделанный космонавтами Г. М. Гречко и Ю. П. Романенко с орбитального комплекса «Салют—Союз»

На снимке, выполненном с большого расстояния (с севера), почти неразличимы сами острова, но отчетливо видны шлейфы извержений, один из которых протягивается на несколько сотен километров

точных и количественных данных о явлении возможно только при многократном систематическом зондировании с соблюдением определенных технических требований регистрации. При долговременных орбитальных экспедициях с борта пилотируемого корабля принципиально может быть выполнена наиболее полная и продолжительная по времени проведения программа исследования извержения. Вместе с максимальным использованием комплекса современной дистанционной аппаратуры, имеющейся на борту, это позволило бы получить разностороннюю информацию о физических параметрах явления. Однако выполнение такой программы вряд ли осуществимо, поскольку в масштабе практически всей поверхности Земли только поиск признаков активизации должен занять все или почти все рабочее время экипажа, даже с организацией сменного режима работы. Исследование активного вулканизма с пилотируемых кораблей должно, по-видимому, акцентироваться на вопросах методических, технологических, регистрации, оперативного анализа и оповещения, с тем чтобы в дальнейшем реализовать полученные результаты на автоматических станциях.

Современные вулканические явления наблюдали космонавты практически во всех экспедициях на орбитальном комплексе «Салют»—«Союз». В 1977 г. космонавты В. Н. Коваленок и А. С. Иванченков наблюдали извержение на о-ве Уайт вблизи Новой Зеландии. Извержение Этны было снято космонавтами В. В. Рюминым и В. Н. Ляховым. В первой орбитальной экспедиции Г. М. Гречко и Ю. П. Романенко зафиксировали высокую вулканическую активность в группе Сандвичевых островов в южной части Атлантического океана (рис. 53). Если такие наблюдения проводить систематически и в большем объеме, можно получить уникальный материал о явлении вулканизма.

Изучение современных вулканических структур

К настоящему времени на основе дешифрирования снимков из космоса районов современного вулканизма различными авторами составлено большое количество схематических рисунков и карт. Детальность работы в этом направлении в основном зависела от качества снимков или от их «уровня генерализации» [Скарятин, 1976] и не всегда соответствовала поставленным задачам. В последние годы стало возможным более строго и целенаправленно подходить к использованию снимков, поскольку имеется возможность выбрать материалы орбитальных съемок для геологического дешифрирования в очень широком диапазоне масштабов, использовать дополнительно новые виды информации (например, данные спектрометров, радиофизических методов и др.), а также многозональные снимки, информативность которых очень высока. Тематика вулканологических исследований разномасштабна благодаря широкому географическому распространению вулканизма, а также исключительной важности самого процесса в геологической истории Земли. Это определяет эффективность использования самых разнообразных материалов для изучения объектов и структур различных рангов — планетарных, глобальных, региональных и локальных [Святловский, 1971]. Такая классификация не предусматривает, конечно, формального ограничения в выборе и применении материалов, но удобна в работе со снимками различных уровней генерализации и масштаба, а также подчеркивает необходимость использования всего арсенала новых разработок.

По современным представлениям, действующие вулканы и молодые вулкано-тектонические структуры сосредоточены в основном в двух крупнейших планетарных подразделе-

ниях — Тихоокеанском кольцевом и Альпийско-Индонезийском поясах. За пределами этих двух регионов вулканы расположены на обширных сводовых поднятиях, осложненных рифтами и локальными вулкано-тектоническими структурами [Лучицкий, 1971].

Несколько обособленную группу вулканических объектов, применительно к возможностям новых дистанционных исследований, представляют океанические структуры, как крупнейшие — типа срединно-океанических хребтов, так и более низкого ранга. Для непосредственного наблюдения в районах акваторий доступны только очень малые вершинные части отдельных вулканов, расположение которых на поверхности океана может совершенно не отражать ни геологических особенностей обширных вулканических структур, скрытых под поверхностью, ни пространственного распространения центров вулканической активности в таких регионах. В пределах же наиболее глубоких частей Мирового океана вулканическая активность вообще может не проявляться на поверхности. Применение дистанционных методов в пределах акваторий возможно только на основе использования косвенных признаков и в комплексе с методами морских и подводных исследований и геофизики.

Полнота полученных к настоящему времени дистанционных данных по геологии районов современного вулканизма зависит прежде всего от уровня многих технических, технологических и методических разработок вопросов съемки и интерпретации, а также от обеспеченности исследований исходными дистанционными материалами.

На сегодняшний день наиболее хорошо обеспечены материалами районы кайнозойского вулканизма центральной части Альпийского складчатого пояса, Камчатки, некоторые районы Северной Африки, частично Аравии. Проведенное по этим и некоторым другим районам геологическое дешифрирование современных вулканических структур показывает высокую эффективность дистанционных исследований в вулканологии, а также необходимость постоянного пополнения данных даже о хорошо изученных территориях, поскольку буквально каждый новый снимок может дать качественно новую информацию при определенной направленности исследований, а также в зависимости от типа, технического совершенства съемки и условий ее выполнения.

На снимках наиболее высокого уровня генерализации (изображения, полученные с метеосистем низкого разрешения) районов Эгейского моря и Западной Турции можно опознать отдельные вулканические острова и неуверенно констатировать некоторые крупные морфологические детали. Сопоставление таких снимков со схематической картой расположения полей плиоцен-четвертичного вулканизма на территории Турции показывает отсутствие жестких дешифровочных признаков для вулканических образований. С привлечением более детальных материалов достаточно уверенно дешифрируются крупные вулкано-тектонические структуры типа Эрджиясдаг, а также протяженные линейные региональные структуры.

По результатам дешифрирования снимков с пилотируемых кораблей удалось получить более детальные данные по этому региону. Очень четко дешифрируется сеть разрывной тектоники Кайсери (Южная Анатолия), где позднеорогенный вулканизм проявился в наибольшем масштабе [Милановский, Короновский, 1973]. Крупнейшим в районе является вулкан Эрджиясдаг. Он расположен в огромной кольцевой депрессии проседания, по периферии которой сохранились остатки, по-видимому, древнего щитового вулкана. К югу от Эрджиясдага видна цепь крупных вулканических массивов. Во всем районе дешифрируется сложная сеть разломов, выраженная в основном в элементах морфологии. Главнейшие направления разломов северо-восточное, параллельное простиранию структур Центрального Тавра, и северо-западное, секущее. Севернее залива Искандерон, в районе развития палеозоя, отчетливо наблюдается разрывная тектоника меридионального простирания. Кроме того, в наиболее возвышенной части Центрального Тавра и в складчатом обрамлении северной части Джейханской низменности наблюдается широтная система разломов, которая в районе вершины Айдос пересекает Центральный Тавр и уходит на запад под отложения вулканического массива Карадаг. Эти сложные пересечения разломов определили, по-видимому, места вулканических проявлений в этом районе. Для района характерно наличие крупных дугообразных разломов, возникновение которых, очевидно, обусловлено сочетаниями линейных зон с кольцевыми вулкано-тектоническими линеаментами.

По региону Кавказского сегмента Альпийского пояса имеется большое количество работ, посвященных изучению геологических особенностей Кавказа и прилегающих территорий по материалам съемок из космоса [Бызова и др., 1973; Сахатов, 1973; Трифонов и др., 1973; Брусничкина, Гусев, 1974; Гусев, 1976; и др.]. Почти во всех работах обсуждается связь структурных элементов, анализируемых на снимках, с проявлениями

вулканизма. Наиболее мелкомасштабные, сильно генерализованные снимки НОАА-2 позволили проанализировать положение крупных вулканических и вулкано-плутонических центров в системе крупнейших региональных линеаментов [Брусничкина, Гусев, 1974]. Транскавказское поднятие северо-северо-восточного простирания, протягивающееся широкой полосой из района Центрального Ирана через вулканический массив Сахенд, через Арагац, Джавахетское вулканическое нагорье, Дзирульский массив, Эльбрус и район Ставропольского поднятия, возможно, играло определяющую и активную роль в развитии вулканизма этого региона. К значительным разломам, секущим этот линеамент, тяготеют и многие другие вулканические проявления, наиболее значительные из которых приурочены к пересечению поднятия с разломами северо-восток—юго-западного простирания и секущие Главный Кавказский антиклинорий. На несколько более детальных снимках, полученных со спутников серии «Метеор» (второй уровень генерализациии), были отдешифрированы многочисленные системы разрывных нарушений, дополняющие представление об общей региональной структуре. Практически на всех метеоспутниковых изображениях непосредственно не дешифрируются или дешиф-

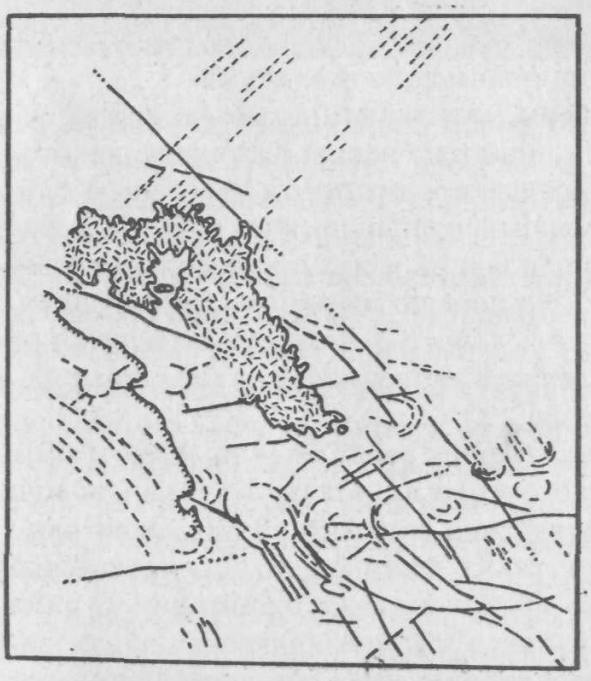
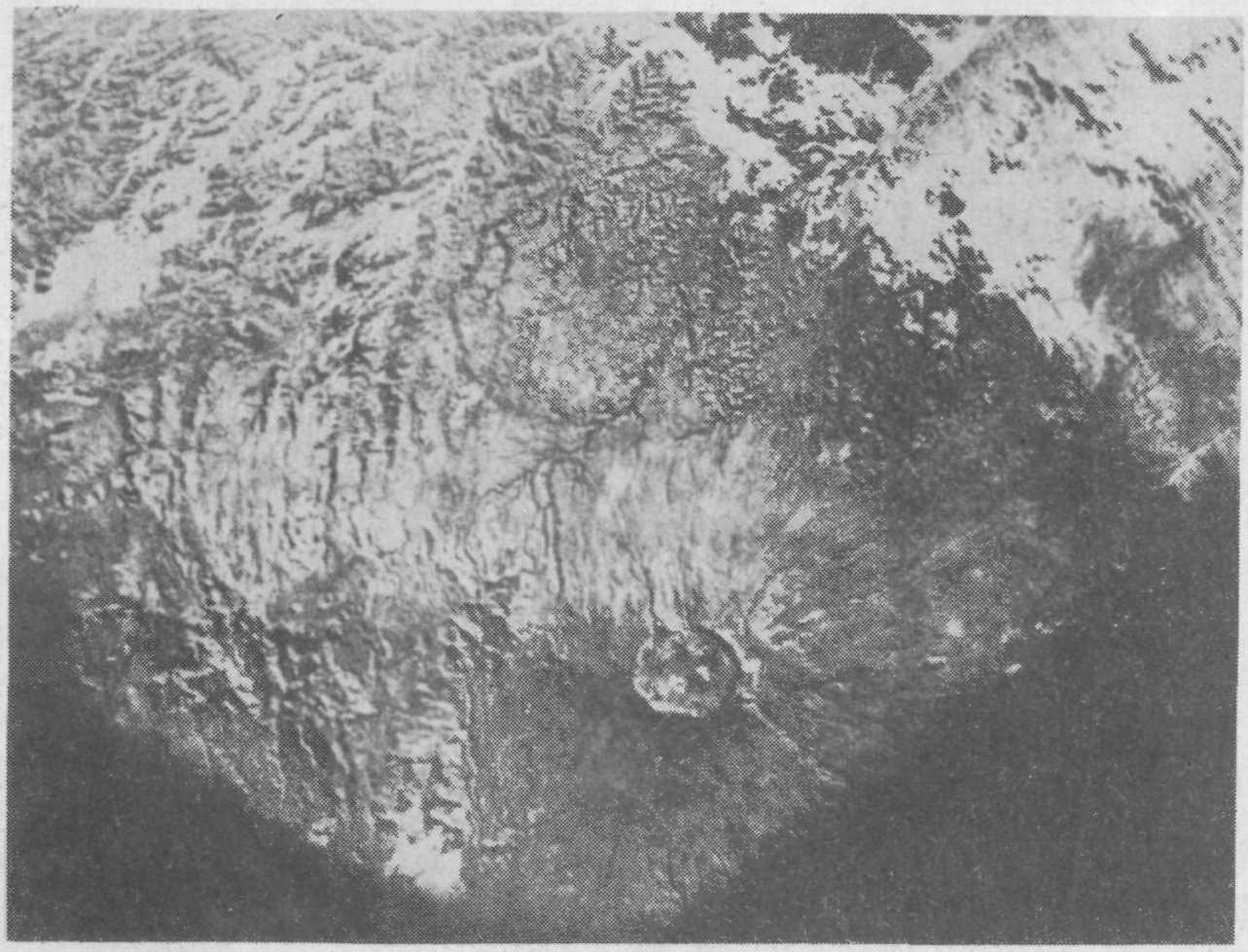


Рис. 54. Схематическая карта результатов дешифрирования северной части Арабо-Нубийского щита, область Хиджаз, Саудовская Аравия

Условные обозначения см. на рис. 56

Рис. 55. Близкий к плановому фотоснимок вулкана Эми-Кусси (вулканическое нагорье Тибести в Северной Африке), полученный с космического корабля «Аполлон-7» в 1968 г. Север наверху слева



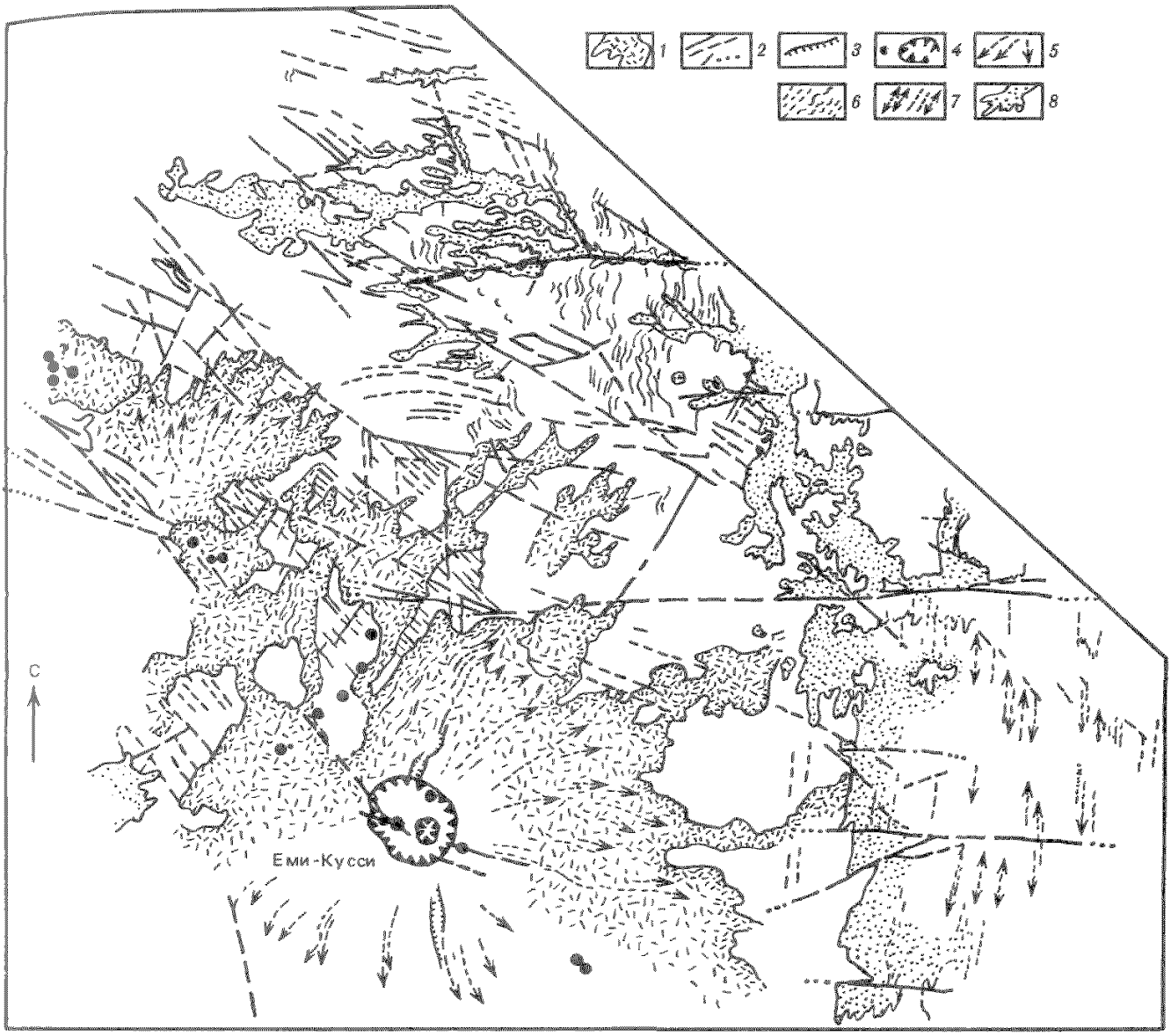


Рис. 56. Схема геологического строения района вулкана Эми-Кусси

1 — четвертичные, частично плиоценовые вулканические породы, преимущественно базальты; *2* — разрывные нарушения различных порядков, дешифрирующиеся уверенно, менее уверенно, и предполагаемые продолжения разрывных нарушений; *3* — тектонические и эрозионно-тектонические уступы; *4* — вулканы и кальдеры; *5* — направление течения лав и сноса материала при денудации; *6* — структурные линии; *7* — ориентировка современных эоловых форм; *8* — современные рыхлые осадки, эоловые пески

рируются очень неуверенно локальные вулкано-тектонические структуры или отдельные вулканы. Привязку же вулканических районов и конкретных структур к отдешифрированным региональным деталям всегда можно сделать достаточно точно.

Качественно иную информацию дали по данному региону снимки с пилотируемых космических кораблей «Союз-4», «Союз-9», «Союз-12» и с орбитальной станции «Салют-6». На этих снимках при маршрутном и покадровом фотографировании отражены только фрагменты крупнейших глобальных и региональных линеаментов, отдешифрированных по более обзорным и генерализованным изображениям. В пределах этих фрагментарных снимков детали региональной структуры, как правило, дешифрируются по другим, более локальным и конкретным признакам. При отсутствии глобальной или региональной связи такие детали могут быть отнесены к другим геологическим подразделениям. Например, по одиночным снимкам нельзя предположить принадлежность к единой региональной структуре нескольких разобщенных на большой территории центров проявления вулканизма и интрузивного магматизма. Но в то же время линейное, субпараллельное региональной структуре расположение вулканов в пределах относительно небольшого по площади Гегамского нагорья (что можно отдешифрировать только по детальному снимку), по-видимому, подтверждает предположение о наличии крупной линейной структуры. Подобные разномасштабные связи могут быть обнаружены на детальных снимках, включая и аэросъемку, как непосредственно на самой структуре, так и за ее пределами — в обрамляющих отложениях, в трещиноватости, зонах смятия, надвигах и т. д.

На снимке с корабля «Союз-12» в этом же регионе отдешифрированы группы вулканических центров в районе северной части Армянского нагорья [Гусев, 1976]. Главнейшей особенностью района, по данным проведенного анализа, является наличие крупной

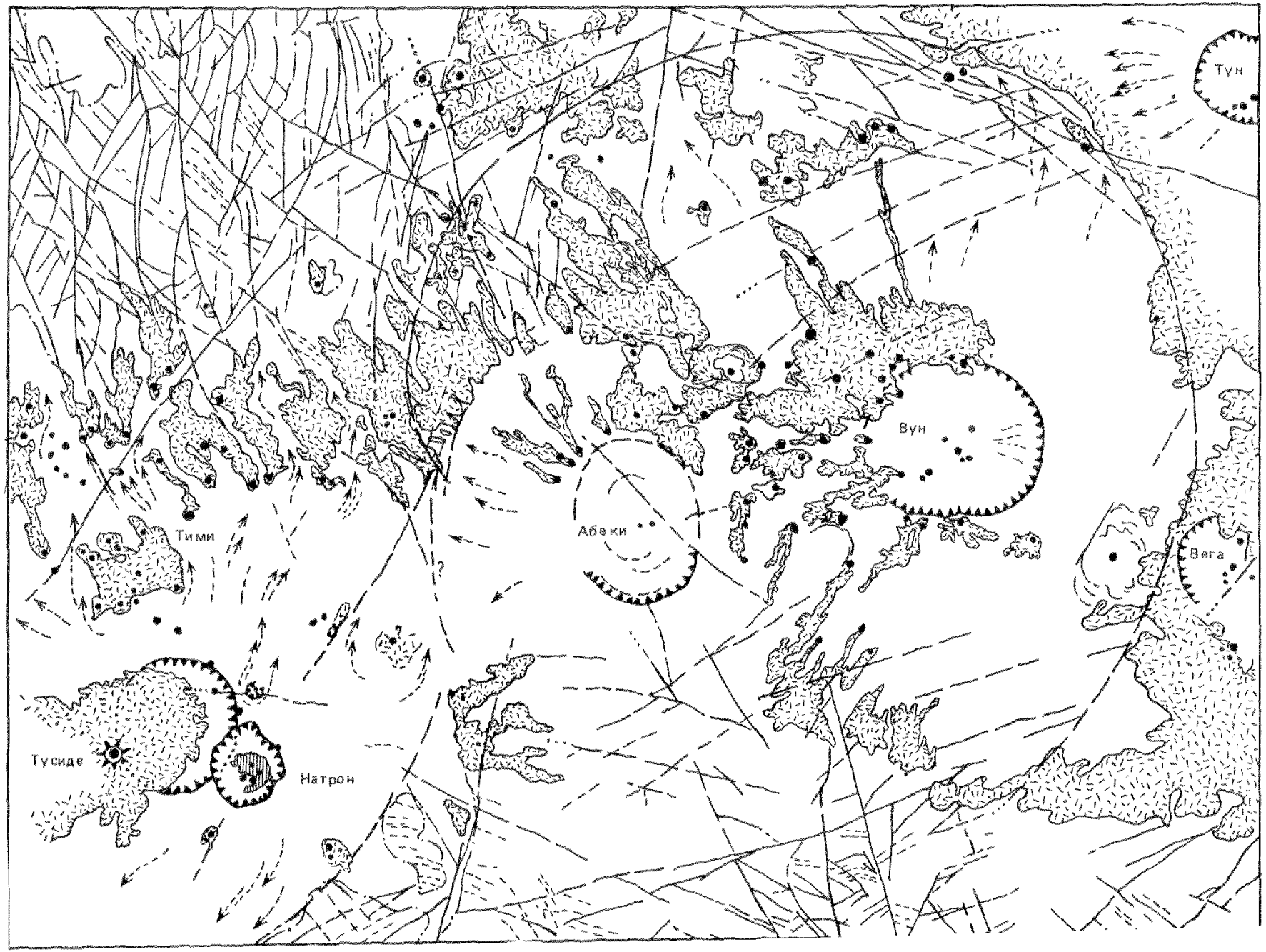


Рис. 57. Схема геологического строения центральной части вулканического нагорья Тибести, составленная по результатам дешифрирования плановых и перспективных снимков, полученных с пилотируемых космических кораблей

Условные обозначения см. на рис. 56



Рис. 58. Перспективный фотоснимок Камчатки с космического корабля «Салют-6»

кольцевой вулкано-тектонической структуры диаметром около 65—75 км, с оз. Чилдыр, заполняющим депрессию в ее центральной части. Структура расположена на пересечении сложных систем разрывных нарушений нескольких направлений. Другие вулканические центры, отдешифрированные на снимке, также связаны с линейными зонами, которые прослеживаются за пределами этого района по более мелкомасштабным снимкам.

Разномасштабные и различные по уровню генерализации материалы проанализированы для некоторых территорий проявления молодого вулканизма в районе Красного моря. Мелкомасштабные метеоспутниковые снимки позволили выделить некоторые региональные линеаменты, которые в большинстве случаев нашли объяснение на более детальных материалах. На снимках со спутников системы «Метеор» в северной части Арабо-Нубийского щита, в области Хиджаз (рис. 54), достаточно уверенно дешифрируются поля молодых эффузивов и многочисленные разрывные нарушения, которые образуют закономерно ориентированные кольцевые или линейные системы. Более детальные снимки этого района также показали наличие дугообразных разломов и связанных с ними структурно полей молодых эффузивов.

Получено большое количество снимков вулканического нагорья Тибести в Северной Африке. Перспективные снимки, полученные с пилотируемых кораблей «Джемини», «Аполлон», с орбитальной станции «Салют», позволяют составить детальное представление об общей структуре массива, не прибегая к помощи сильно генерализованных метеоспутниковых изображений. Это объясняется почти постоянным отсутствием облачного покрова на очень большой территории, что позволило выполнить многократное перспективное фотографирование в различных ракурсах. Плановые и близкие к плановым снимки нагорья и отдельных его фрагментов дали возможность выполнить детальное дешифрирование локальных вулканических структур и отдельных объектов (рис. 55, 56).

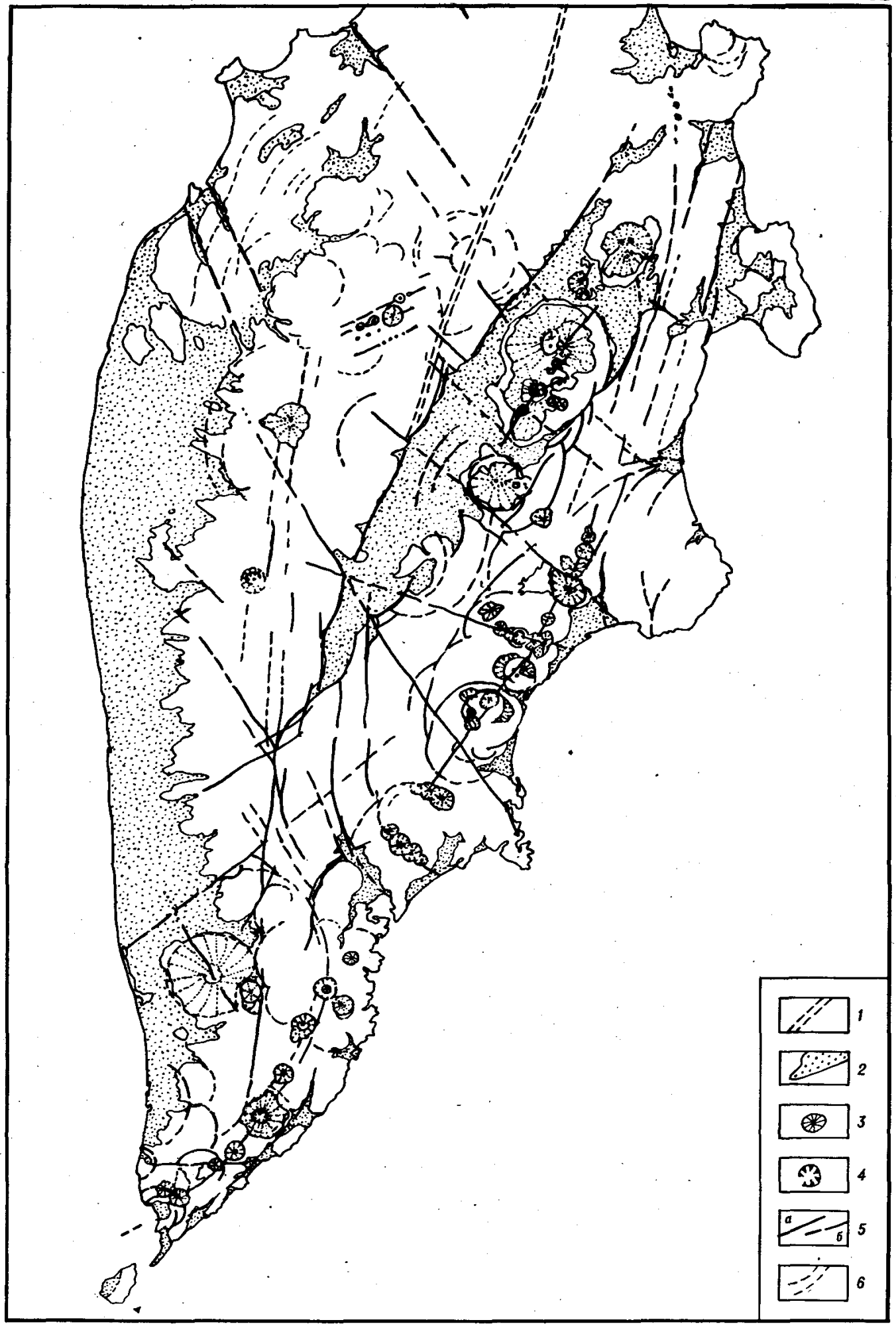


Рис. 59. Схема структурно-вулканологического дешифрирования фотоснимка, приведенного на рис. 58

1 — осевая линия северной части Срединного хребта; *2* — депрессии и впадины, преимущественно тектонические; *3* — вулкано-тектонические структуры и отдельные вулканы; *4* — кальдеры; *5* — разрывы, дешифрируемые уверенно (*а*) и менее уверенно (*б*); *6* — структурные линии

Перспективные снимки оказали существенную помощь при дешифрировании структурно-тектонических особенностей нагорья и обрамляющих структур (рис. 57).

Проделана большая работа по дешифрированию современных вулканических образований на территории Камчатки. Она дала большой методический материал по использованию снимков из космоса при изучении районов современного вулканизма.

В отличие от аридных районов с хорошей обнаженностью и минимальной облачностью почти во все времена года Камчатка, а также другие районы северо-западной части Тихоокеанского пояса находятся в значительно менее выгодных условиях. В очень ограниченный период наиболее благоприятного для съемки состояния ландшафта полностью закрытыми облачностью оказываются наиболее необходимые или интересные в геологическом отношении территории, а то и весь регион. Очень часто присутствует легкий прозрачный облачный покров, сквозь который прослеживаются только некоторые, наиболее значительные детали поверхности, береговая линия, крупные горные системы и т. д. Опасность использования таких снимков для геологического дешифрирования, при их кажущейся информативности, заключается в том, что контрасты, обусловленные таким облачным покровом и его тенями, очень значительны и абсолютно меняют представление о ландшафте, в особенности о его ориентированных элементах, имеющих наибольший структурно-тектонический смысл. Отрицательное влияние облачности усугубляется и ее линейной ориентировкой, очень часто хорошо выраженной. Опознать наличие такой облачности на снимке бывает не всегда просто, и часто эти облачно-теневые рисунки могут быть приняты за элементы земного ландшафта. Существенной помехой при дешифрировании могут быть локальные участки низкой облачности, полосы тумана и т. д.

Систематичность приема информации позволила проанализировать изображения Камчатки за несколько лет во всех сезонных условиях, что дало большой методический материал по оценке качества и информативности мелкомасштабных изображений.

Снимки, выполненные в зимних условиях, наиболее информативны в этом и подобных районах при низком положении Солнца, когда элементы рельефа подчеркиваются тенями. На зимних снимках сложнее распознаются облачные покровы, почти не имеющие контрастов с заснеженной поверхностью Земли, а тени от облачности создают иллюзию деталей структуры. Летние снимки не всегда могут быть информативны даже при их хорошем техническом качестве, благоприятных метеорологической обстановке и условиях освещения при съемке. Камчатка почти полностью покрыта разнообразной растительностью, которая дает свои, очень яркие контрасты, сильно осложняющие мелкомасштабные изображения. Возможность использования многозональных изображений позволяет при дешифрировании избежать некоторых мешающих контрастов, а также получить некоторую новую информацию, например о нарушении растительного покрова в результате сильных вулканических извержений. Площадь, покрытая выпавшим шлаком и пеплами в результате Толбачинского извержения 1975—1976 гг., составляла, по данным дешифрирования снимка со спутника «Метеор» в диапазоне 0,8—1,1 мкм, около 350—450 км^2. С пилотируемых космических аппаратов на территорию Камчатки получены в основном только перспективные снимки, охватывающие южную часть полуострова (рис. 58). Дешифрирование этих снимков (рис. 59) совместно с метеорологическими изображениями и снимками со спутника «Ландсэт» значительно повышает достоверность получаемой информации.

В пределах Курило-Камчатского региона постоянно в течение нескольких лет проводятся эксперименты, связанные в первую очередь с режимными аэрофотосъемками действующих вулканов и позволяющие следить за их состоянием и изменениями. Благодаря высокой контрастности и динамике многих геологических объектов и явлений в этом регионе (тепловые, геохимические, геофизические поля, деформации поверхности и др.) систематическое выполнение самолетных экспериментов с различными съемочными системами позволяет наиболее эффективно получать новый материал для совершенствования и разработки комплекса дистанционных методов для целенаправленных вулканологических и геологических исследований.

СОВРЕМЕННЫЕ И НОВЕЙШИЕ ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ КАК ИНДИКАТОРЫ НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЫ РАВНИННЫХ ТЕРРИТОРИЙ

В практике геологического дешифрирования прием целенаправленного исследования по космическим снимкам ландшафта в целях получения геолого-структурной информации известен как геолого-индикационный, или ландшафтно-индикационный, прием дешифрирования [Абросимов, 1974; Соловьева и др., 1976; Лион, Соловьева, 1980]. Основная его задача при дешифрировании космических снимков континентального, регионального, локального и детального уровней генерализации сводится к изучению морфологии различных таксономических элементов ландшафта, особенностей геоморфологического строения и специфики современных экзогенных процессов. На основе полученных фактических данных проводится структурно-геологическая интерпретация, использующая стандартные [Основы..., 1978], специальные и узкорегиональные [Лион, Соловьева, 1980] приемы структурно-геоморфологического анализа. Теоретические основы анализа, заложенные в трудах В. Пенка, В. Девиса, И. П. Герасимова, Ю. А. Мещерякова, С. С. Шульца и других исследователей, успешно разрабатываются в настоящее время многими исследователями на примере разных районов.

Согласно современным представлениям структурной геоморфологии ландшафтно-геоморфологические объекты земной поверхности — это прежде всего объекты геологические, это тектонические и неотектонические структуры, представляющие собой результат длительного геологического развития континентов.

В геологических исследованиях равнинных областей плит молодых и древних платформ ландшафтно-индикационное дешифрирование космических снимков разных уровней генерализации позволяет восстановить общую картину современной неотектонической структуры земной поверхности во всем многообразии ее разнопорядковых, разнонаправленных, морфологически разнородных (разрывных и складчатых) элементов. Главным индикатором структурно-тектонических условий является геоморфология местности, концентрирующая всю информацию о длительной истории глубинной генерации развивающихся в рельефе тектонических структур. Анализ морфологии речной сети и орографических форм, в частности высот разновозрастных уровней рельефа, их конфигурации и генезиса поверхности по региональным и локальным космическим снимкам дает все основные предпосылки для общей реконструкции современного тектонического строения местности.

При анализе геоморфологического строения по космическим снимкам разных уровней генерализации в целях структурно-геологической интерпретации устанавливаются границы развития различных генетических типов и подтипов рельефа. Причем границы участков с разным характером рельефа идентифицируются с границами основных и подчиненных блоков с различным режимом новейших тектонических движений, что составляет основание для последующей реконструкции современной тектонической структуры. Однако при дешифрировании снимков равнинных районов с монотонным однообразным геоморфологическим строением, характеризующихся развитием единых по возрасту и генезису поверхностей, мы вынуждены обращаться к второстепенным, менее выразительным, иногда едва намечающимся элементам ландшафта, относящимся к категории современных экзогенных процессов и развивающимся на фоне общих геоморфологических элементов. Естественно, что только условно можно разграничить элементы геоморфологического строения, возникшие в результате длительного (многие миллионы лет) воздействия экзогенных процессов и сформированные современными экзогенными процессами.

По-видимому, за нижний возрастной интервал современных экзогенных процессов как индикаторов структурной обстановки можно принять конец плейстоцена. В этот отрезок времени завершилось формирование комплекса молодых террас и сопряженных с ними эрозионных врезов. Опыт показывает, что в условиях равнинных районов с аккумулятивно-денудационным и аккумулятивным рельефом анализ экзогенных процессов раскрывает морфологические черты поверхности более определенно, нежели ее гипсометрические превышения [Лион, Соловьева, 1980], и позволяет выявить структурные элементы, скрыто развивающиеся в ландшафте.

Важная роль экзогенных процессов, формирующих земную поверхность, проявляется в формировании изображения равнинных районов на космических снимках практически

всех уровней генерализации. Например, полигенические равнины Западной Сибири и Туранской плиты, отличающиеся гипсометрически маловыразительными элементами геоморфологического строения, получают столь контрастное выразительное отображение на снимках благодаря разнообразию экзогенных процессов (и прежде всего гидрогеологического фактора), которые, в свою очередь, проявляются через посредство растительности. С этой точки зрения наиболее благоприятные условия складываются в гумидных районах. Примером тому служат четвертичные полигенические поверхности выравнивания Западной Сибири, которые на космических снимках всех уровней генерализации отличаются неожиданной пестротой и выразительностью красок, фототонов и рисунков изображения. Создающая темный фототон хвойная растительность занимает наиболее дренируемые участки территории. Анализ порядков долин и водоразделов и общие геоморфологические сопоставления позволяют непосредственно по данным снимков датировать возраст преимущественного расчленения (денудации) аккумулятивных поверхностей как средне-позднечетвертичный. Наиболее яркими примерами служат районы Белогорья, Черногорья, левобережной Оби и Васюганья. Анализ факторов денудации — вертикального и горизонтального расчленения — выявляет и для этих районов устойчивую тенденцию к поднятию. Светлый фототон на космических снимках характеризует, напротив, районы или участки преимущественной аккумуляции в позднечетвертичное время и в голоцене. Высокая контрастность изображения создает предпосылки для дешифрирования деталей ландшафта даже на континентальных снимках со спутников «Метеор».

В отличие от гумидных аридные районы равнин проявляются на континентальных снимках со спутников «Метеор» в размытых серых маловыразительных тонах, практически не зависящих от сезона и оптического диапазона съемки. При дешифрировании снимков этих районов складываются свои, особые критерии, учитывающие слабые, едва уловимые фототоновые различия изображения. Например, на обзорных снимках «Метеор» или на региональных космических снимках денудационного плато Устюрт удается выявлять основные геоморфологические и эквивалентные им тектонические элементы приповерхностной и глубинной структуры. На этих снимках относительно темный фототон характеризует возвышенные, а светлый — относительно пониженные участки (за исключением оазисов). Темный фототон сводов поднятий обусловлен главным образом скоплением кустарниковой растительности, приуроченной к наиболее обводненным выветрелым трещиноватым породам с карстовыми и суффозионными просадками, т. е. к участкам активного проявления процессов денудации. Светлый фототон пониженных участков обусловлен активным проявлением современных процессов образования такыров в связи с привносом глинистого материала и с образованием соляных выцветов, также обладающих высокой спектральной яркостью.

Смежные с Устюртом районы Прикаспийской впадины с аккумулятивным рельефом, напротив, характеризуются темным фототоном. Он обусловлен высокой влажностью осадков в участках относительных понижений, как правило структурно обусловленных. Яркость проявления, или относительная выразительность, анализируемых объектов во многом зависит от активности экзогенных процессов, обусловленных внутренними, тектогенными, или внешними факторами, такими, как близость регионального базиса денудации и др. Примером влияния первых являются наиболее активно развивающиеся в ландшафте поднятия Карабаур, Музбель, вторых — относительно высокая выразительность в ландшафте и на снимке структурных элементов прибортовых зон плато Устюрт.

На локальных и детальных снимках аридной области, характеризующихся более высоким разрешением на местности, при внимательном анализе могут быть выделены характерные детали форм проявления современных экзогенных процессов, формирующих дневную поверхность и являющихся индикаторами тех или иных тектогенных элементов (рис. 60). Например, в условиях аккумулятивного рельефа низменных гумидных районов при дешифрировании детальных снимков в целях поиска локальных структур ставится задача выявления участков повышенного дренажа, развивающегося на фоне общего современного прогрессирующего заболачивания. Конкретные признаки экзогенных процессов — индикаторов развивающегося дренажа — уже разработаны для некоторых районов Западной Сибири на основе аэрофотоснимков и могут быть с успехом применены к новым материалам [Орлов, 1975]. На рис. 60, *а* приведен фрагмент схемы ландшафтно-индикационного дешифрирования локальных космических снимков территории Сургутского полесья — озерно-болотной равнины правобережной Оби. В пределах плоского водораздела Сургутского поднятия выделяются участки со слабо выраженным дренажем, с широким развитием крупных озер, возможно, термокарстового происхожде-

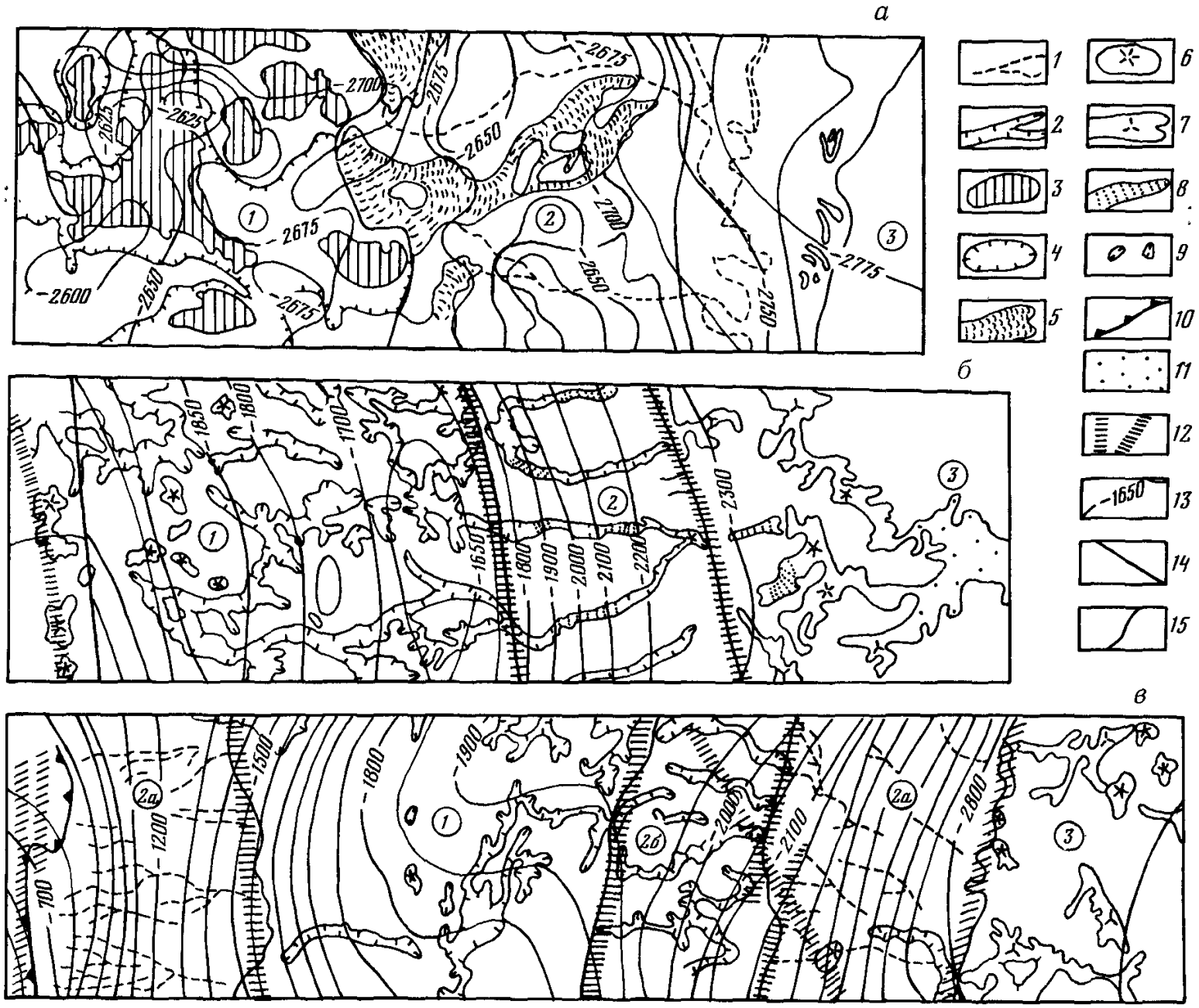


Рис. 60. Примеры отражения новейших тектонических деформаций (поднятий и прогибов) в ландшафте и экзогенных процессах гумидных и аридных равнин Западно-Сибирской и Туранской плит по данным ландшафтно-индикационного дешифрирования крупномасштабных космических снимков восточного склона Сургутского свода (*а*), южного склона Актумсукского поднятия Устюрта (*б*), северного склона Южно-Мангышлакского прогиба (*в*)

1 — русла временных или слабо врезанных мелких водотоков; *2* — долинообразные понижения; *3* — озера; *4* — береговая линия спущенных озер; *5* — грядово-мочажинные болота; *6* — такыры; *7* — затакыренные участки; *8* — валиковые такыры; *9* — карстовые и суффозионно-карстовые котловины; *10* — уступ плато (чинк); *11* — пески; *12* — линейные группировки микроэлементов ландшафта, дешифрируемые как линеаменты; *13* — изогипсы опорных отражающих горизонтов осадочного чехла (в м); *14* — разлом по геолого-геофизическим данным; *15* — границы структурно обусловленных комплексов ландшафта, различающихся разнонаправленностью экзогенных процессов. Объяснения цифр в тексте

ния. Присклоновая часть водораздела (см. рис. 60, *а, 1*) устанавливается по наличию спущенных (осушенных) озер. Причем осушенный берег озера, имеющий террасы, указывает направление водораздела; противоположный берег, расположенный ближе к склону, остается подтопленным. Склон водораздела (см. рис. 60, *а, 2*) характеризуется широким развитием грядово-мочажинных болот. Ширина и расположение гряд и мочажин, по свидетельству Л. П. Полкановой и др. [Основы..., 1978], указывают на направление и величину уклона поверхности. Сопряженной с поднятием впадине в данном примере соответствует широкая заболоченная долина Тромьегана, заполненная аллювиальными позднечетвертичными отложениями.

В районах аридных равнин (см. рис. 60, *б, в*) в связи с малой выразительностью ландшафта при дешифрировании среднемасштабных, локальных и детальных космических снимков требуется особенно тщательное выявление всех доступных для опознавания элементов ландшафта: долинообразных понижений, разновидностей такыров, ложбин, карст-суффозионных воронок и т. д. Эти элементы обычно настолько слабо выражены в рельефе, что при наземных исследованиях обнаруживаются с большим трудом либо вообще не наблюдаются. В то же время опознавание их на космических или высотных снимках при определенном навыке не представляет особой трудности [Соловьева и др., 1976; Лион, Соловьева, 1980]. Результаты дешифрирования локальных снимков (см. рис. 60, *б, в*) показывают, что в пределах однообразной структурно-денудационной поверхности плато с маломощным прерывистым покровом элюво-делювия (серый размытый фототон) возможно выделение участков с характерными наборами элементов ландшафта (форм рельефа) высоких порядков. На рис. 60, *б*, где показана территория внутренней части плато Устюрт (Куанышский участок), на основе различия микроформ ландшафта выделены три разновидности ландшафта. Первая характеризуется большим количеством протяженных прерывистых и ветвящихся долинообразных понижений различной ориентации, глубина вреза которых, по данным полевых наблюдений, составляет 0,2—0,3 м. Понижения опознаются на снимке по чуть более темному фототону, обусловленному сменой растительности. Во второй разновидности широко развиты или долинообразные понижения, подобные описанным, но отличающиеся линейной субпараллельной ориентировкой, или «валиковые» перетекающие такыры. Третья разновидность ландшафта выделяется по редким мелким понижениям, ложбинам, такырам.

В отличие от Куанышского Кукумбайский участок (см. рис. 60, *в*), расположенный близ северного уступа плато Мангышлак, характеризуется более активным проявлением экзогенных процессов и потому большей лаконичностью изображенных на снимках ландшафтов. Здесь по набору и композиции элементов также выделяют ландшафт с большим количеством разноориентированных долинообразных понижений на фоне преимущественного развития элювиально-делювиальных отложений, ландшафт с большим количеством однонаправленных временных водотоков или долинообразных понижений на фоне развития делювиального шлейфа и ландшафт с редкой прерывистой сетью мелких понижений, ложбин, такыров.

Приводимое сопоставление ландшафтно-индикационных ситуаций (см. рис. 60) с данными структурных карт обнаруживает неразрывную связь выделенных на снимках элементов ландшафта с различным уклоном земной поверхности, с конфигурацией стратоизогипс и наглядно иллюстрирует тектогенную причину изменения характера экзогенных процессов.

В условиях малых уклонов земной поверхности участки преобладающей денудации и аккумуляции связаны между собой постепенными переходами, проявляющимися в парагенетических комплексах новейших четвертичных образований, находящихся в процессе формирования. В результате между участками денудации и аккумуляции намечается полоса транспортировки (транзита) обломочного материала, отличающаяся характерным струйчатым рисунком изображения. Она соответствует сопряженным склонам поднятий и прогибов, развивающихся в ландшафте. В случаях сложного ступенчатого сопряжения намечается несколько зон транзита и локальной аккумуляции (см. рис. 60, *в*). При структурной приуроченности склона поднятия к флексурной зоне осадочного чехла последняя выражается на поверхности линейной или кулисно смещенной зоной транзита обломочного материала, нередко ограниченной по простиранию субпараллельными линеаментами с характерной системой многочисленных водотоков (гумидные области) или долинообразных понижений (аридные области), поперечно ориентированных по отношению к простиранию флексурной зоны. Яркими примерами служат Куанышская флексура на Устюрте (см. рис. 60, *в*) и аналогичная ей по изображению Увальская флексурная зона (южный склон Сибирских увалов).

Из приведенных примеров и сопоставлений следует, что при дешифрировании космических снимков в целях их структурной интерпретации главное внимание должно быть уделено выявлению направленности развития процессов. Как отмечает В. И. Орлов [1975], эрозия и аккумуляция, проявляющиеся в самых разнообразных вариантах, служат яркими показателями хода развития рельефа. Как правило, денудационные формы рельефа при прочих равных условиях свидетельствуют о восходящих тектонических движениях, а аккумулятивные — о нисходящих.

В целях структурного анализа элементов геоморфологического строения или форм проявления экзогенных процессов наиболее рационально различать индикаторы денудационных или эрозионно-денудационных процессов, индикаторы аккумулятивных процессов и индикаторы транспортировки материала (промежуточная группа). Первые свидетельствуют об условиях преобладающего тектонического поднятия, вторые — опускания, а третьи указывают на переходные условия, на смену знака движений. Следовательно, элементарная задача геолого-структурного дешифрирования снимков сводится к выявлению и картированию форм современных экзогенных процессов четвертичной денудации и аккумуляции. При дешифрировании снимков намечаются и оконтуриваются участки с различным фотоизображением, которое анализируется с точки зрения оценки интенсивности процессов денудации и аккумуляции. В результате выделяются различно ориентированные блоки с разными вертикальными уклонами поверхности (линейного и плоскостного смыва). Относительная величина вертикального уклона определяется по интенсивности процессов, проявляющихся в ослабленной или прогрессирующей форме. Границы блоков, как правило, совпадают с линеаментами или зонами линеаментов, которые интерпретируются как разрывные нарушения (см. рис. 60).

В приведенных примерах (см. рис. 60, *а, б*) территории в границах развития карста, термокарста, суффозии или накопления преимущественно элювиальных образований интерпретируются как своды поднятий. Оконтуривающие их зоны развития делювиальных, делювиально-пролювиальных, солифлюкционно-пролювиальных образований — индикаторов плоскостного смыва (перетекающие болота, такыры) и зоны линейной транспортировки материала интерпретируются как склоны поднятий. Сопряженные с ними зоны развития аллювиально-озерных, солончаковых образований, включая зоны разгрузки пролювиальных шлейфов, соответствуют зонам прогибов, впадин.

Более детальное подразделение площадей, различающихся направленностью развития, может быть произведено по признаку интенсивности (или степени развитости) процесса. Такое подразделение позволяет выявить участки, блоки относительно более интенсивных тектонических движений того или иного знака или градиенты деформации флексурных зон (см. рис. 60, *в, 2а, 2б*).

Анализ развивающихся региональных и локальных тектонических структур в условиях слабонаклонных, преимущественно денудационных (например, плато Устюрт) или аккумулятивных, гумидных и аридных (Западная Сибирь, Северный Прикаспий) равнин, по существу, не показывает принципиальных различий между ними. Так, элювиально-делювиальные маломощные отложения плоских поверхностей сводов региональных поднятий на Устюрте являются фактически гомологами верховых олиготрофных торфяных болот, развитых на плоских сводах, например, Сургутского поднятия. Делювиальные (плоскостной смыв) и делювиально-пролювиальные отложения пологих склонов поднятий Устюрта, переходящие в линейные или извилистые медленно перетекающие «валиковые» такыры, аналогичны по динамике процесса солифлюкционно-делювиальным и солифлюкционно-пролювиальным образованиям склона Сургутского и сходных с ним поднятий. «Валиковые» такыры и мочажинные болота, тоже полосчатые, с закономерной (подобно стратоизогипсам) ориентировкой валиков — это наиболее яркий пример динамически аналогичных форм проявления экзогенных процессов, различающихся только условиями климата.

Таким образом, геолого-структурная интерпретация результатов ландшафтно-индикационного дешифрирования космических снимков сводится к решению элементарной задачи: к выделению площадей (главных и подчиненных) с положительным или отрицательным знаком движений и переходных (условно нейтральных). Оконтурив названные площади, мы фактически реконструируем общую картину неотектонического развития (строения) исследуемого района. Участки территории, характеризующиеся общностью предшествующего геологического развития, геоморфологического строения и современных экзогенных процессов, можно было бы рассматривать в качестве структурно-территориальных (структурно обусловленных) комплексов ландшафта. С точки зрения структурно-геоморфологического анализа выявление в сложном разнообразии ланд-

шафтно-геоморфологических форм их основного признака — направленности (вектора) развития составляет основную задачу структурной интерпретации. Эта задача остается первостепенной как при анализе элементов геоморфологического строения, так и при анализе форм проявления экзогенных процессов.

Совместный анализ элементов геоморфологического строения, форм проявления современных экзогенных процессов и составляет основу геолого-структурной интерпретации результатов дешифрирования космических снимков равнинных районов.

ИЗУЧЕНИЕ ПОГРЕБЕННОЙ ГИДРОГРАФИЧЕСКОЙ СЕТИ НА ПРИМЕРЕ ТУРАНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Современная гидрографическая сеть Туранской низменности весьма неоднородна. Она наиболее густа в предгорных равнинах, а в пределах самой низменности протекают лишь две крупные реки — Амударья и Сырдарья, впадающие в Аральское море. Такие же реки, как Зеравшан, Мургаб, Теджен и ряд более мелких, рассеивают свои стоки в пустынях.

В связи с тем что равнины в основном сформированы за счет наземных и субаэральных дельтовых осадков, здесь имеется большое количество русел старых рек. Они разного возраста и по-разному выражены в рельефе (нередко перекрыты эоловыми формами). На плато и склонах возвышенностей довольно многочисленны короткие долины (саи) временных водотоков.

В основу изучения современной и древней гидрографической сети по телевизионным космическим снимкам, полученным со спутников «ERTS-1» и «Метеор», взята общепринятая методика ландшафтного и географо-геоморфологического дешифрирования.

Космический телевизионный снимок со спутника «Метеор» в левой (западной) части имеет некоторое искажение географических контуров за счет перспективности изображения. Тем не менее моря, озера, реки и другие объекты четко распознаются при сопоставлении с другими космическими снимками и с географическими картами. На космическом телевизионном снимке, полученном со спутника «ERTS-1», конфигурации наземных объектов более правильны. В силу этого полученные материалы дешифрирования иллюстрируются в ранге «дешифровочных схем», а материалы интерпретации отражают принципиальное строение сфотографированной поверхности региона (рис. 61). Масштаб космических телевизионных снимков позволяет различать при дешифрировании элементы ландшафта (рельефа) с разрешением на местности до 0,2—0,3 км, т. е. фиксировать даже мелкие меандры рек, заливы в море, водохранилища и др.

Основным исходным материалом дешифрирования служили рисунок фотоизображения и различия между фототоном ландшафтных элементов, но не сам фототон. Например, современная речная сеть имеет темный фототон, аналогичный фототону оазисов и поверхностей других водоемов. Неоген-четвертичные отложения характеризуются серым фототоном различных оттенков с мозаично-струйчатым рисунком. При этом олигоцен-плиоценовые и плейстоценовые отложения дешифрируются как бесструктурные, а аллювиально-пролювиальные отложения верхнего плейстоцена и голоцена обладают веерным и струйчатым рисунком. Докембрийские и палеозойские образования отличаются темно-серым фототоном. Более светлый, чем окружающие пустыни, фототон имеют приподнятые возвышенности: Центрально-Кызылкумские поднятия и отдельные морфоструктуры, сложенные мезозойско-кайнозойскими образованиями.

Дельты рек на космических телевизионных снимках отчетливо распознаются по специфической треугольно-лопастной конфигурации и наличию следов блуждания русел и стариц, а также по фототону более темному (но иногда и светлому), чем окружающие пространства. Флювиальные формы — речные долины на снимках имеют «ниточный» или более широкий «ленточный» рисунок. Обширные высокие аллювиальные террасы, а также подгорные пролювиальные веера, образованные шлейфом конусов выноса, в отличие от окружающих эоловых форм выражены более светлым фототоном.

На телевизионных снимках наряду с легко дешифрируемой современной гидрографической сетью, морями, водохранилищами, выраженными темными (до черного) фототонами, повсеместно просматриваются тонкие серые линии, непрерывные или прерывистые, извилистые, сильно ветвящиеся. Отнесение их к руслам палеорек, местами погребенным под покровом рыхлых образований и песков, основывается на следующих фактах и дешифровочных признаках: 1) подавляющее большинство палеорусел ориентировано с востока на запад, т. е. в направлении основного стока современных рек; 2) рисунок строения в плане (волнистые изгибы, меандрирование, протяженность и т. п.) весьма

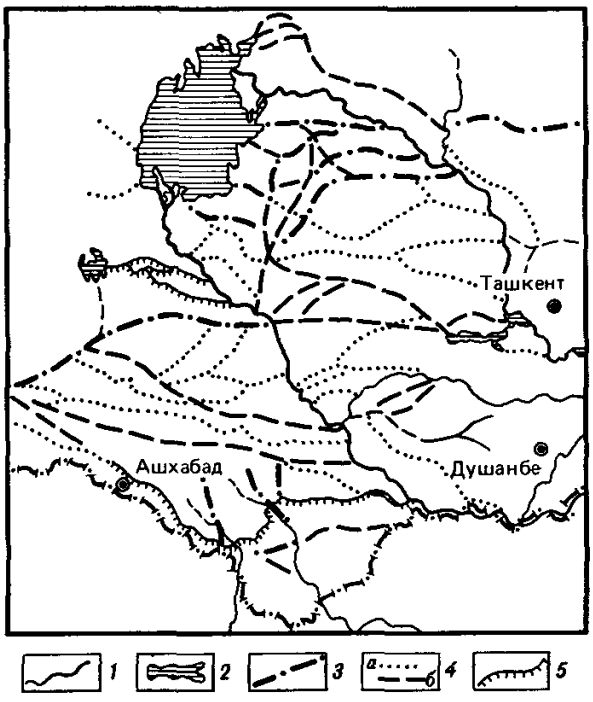


Рис. 61. Схема дешифрирования космических снимков, полученных со спутников «ERTS-1» и «Метеор-18»

1 — русла современных рек; *2* — озера, водохранилища, *3* — меандрирующие русла пересыхающих рек и протоков; *4* — палеорусла, выраженные: *а* — слабо, *б* — относительно четко; *5* — каналы

напоминает рисунок современных рек; 3) наблюдается ответвление большого количества мелких второстепенных палеорусел от основного или плавного русла; 4) дешифрируемые на снимках палеорусла совпадают с известными сухими и временными руслами Жанадарьи, Инкадарьи, Кувандарьи, Узбоя, Корынжарыка и других или повторяют их конфигурацию; 5) нередко к палеоруслам приурочены такыры, солончаки и цепочки небольших озер, свидетельствующие о былых действующих водотоках; 6) сгущение и увеличение количества палеорусел наблюдается на пониженных участках — в Сырдарьинской впадине, Заунгузских Каракумах, Низменных Каракумах, Муюнкумах и т. д., где палеорусла «просвечивают» сквозь барханные и крупногрядовые пески; 7) на телевизионных снимках наблюдаются отдельные палеорусла, которые в процессе формирования выработали («пропилили») свои долины в современных Центрально-Кызылкумских поднятиях; палеодолины же расположены главным образом по понижениям между поднятиями Кульджуктау, Ауминзатау, Тамдытау, Букантау, Аристантау, Сангрунтау и т. д.; 8) отмечается приуроченность палеорусел к линейным элементам рельефа (линеаментам), т. е. связь палеорусел с разрывной тектоникой.

В целом погребенные палеорусла фиксируются на телевизионных снимках в виде прерывистых объектов с серыми и темными тонами, которые воспринимаются как единое целое. От русел современных водотоков, небольших уступов, серии карстовых воронок они отличаются своей протяженностью и извилистым рисунком. Временные водотоки имеют более светлый фототон и характерный веерообразный рисунок.

Геологические данные [Геология СССР, 1971, 1972] свидетельствуют о разном возрасте речных долин, образование которых началось в Средней Азии со времени регрессии олигоценового моря. С этого же периода началось формирование современной морфоструктуры, поэтому установление рисунков древних гидрографических сетей является одним из методов определения направленности, интенсивности и амплитуды вертикальных тектонических движений.

Тектонические движения в олигоцене привели к регрессии моря из восточных частей Западного Тянь-Шаня. Море сохранилось лишь в западной части Туранской низменности. На месте будущих горных цепей Таласского Алатау, Угамского, Пскемского, Чаткальского, Туркестано-Алайского, Зеравшанского и Гиссарского хребтов возникли небольшие сводовые поднятия. Одновременно с ними начали развиваться континентальные депрессии — Ферганская, Приташкентская, Таджикская.

К позднеолигоценовому — раннемиоценовому времени относится образование первых крупных водных артерий — равнинных рек в широких синклинальных долинах, заполнявшихся песчано-алевритовым материалом. Это палео-Нарын и палео-Гульча, сбрасывающие свои воды в бессточные озерные бассейны [Геология СССР, 1972].

В позднем миоцене — раннем плиоцене шло накопление континентальных и флювиальных отложений (пролювиальных, аллювиально-дельтовых и аллювиально-озерных), в конечном счете сформировавшее относительно выровненную страну. Наиболее значительная эпоха образования эрозионного рельефа — конец раннего и средний плиоцен. По мнению Н. П. Луппова [1963], основные черты современного макро- и мезорельефа были не только заложены, но и в значительной степени выработаны в предакчагыльское время. Именно тогда возникли плато и чинки, глубоко врезанные долины предопределили формирование современных впадин, начал формироваться куэстовый рельеф.

В позднем плиоцене ингрессия акчагыльского, а затем апшеронского моря охватила бóльшую часть Туранской плиты, причем проникновение акчагыльского моря происходило в первую очередь по речным долинам, образуя систему заливов и рукавов.

В конце плиоцена — начале четвертичного времени начались восходящие тектонические движения и сформировалась близкая к современной гидрографическая сеть.

Геологические, а также археологические и исторические сведения говорят об постоянном блуждании русел Амударьи и Сырдарьи. В раннечетвертичное время Амударья текла по Низменным Каракумам. В это же время существовал рукав пра-Амударьи в Верхнеузбойском коридоре, и воды ее сбрасывались на север, в Сарыкамышскую впадину.

В среднечетвертичную эпоху пра-Амударья протекала по Низменным Каракумам; на западе, в районе Кызыл-Арвата и Казанджика, она подходила к подножиям Копетдага, отлагая в Низменных Каракумах мощную толщу аллювия. В Кызылкумах формировался эоловый рельеф, а в предгорных равнинах пролювиальные раннечетвертичные шлейфы оказались расчлененными среднечетвертичными долинами.

Современные равнинные части долин Амударьи и Сырдарьи начали формироваться с хвалынского времени.

К концу среднечетвертичной эпохи пра-Амударья повернула из Низменных Каракумов на север и затопила Хорезмскую впадину, в которую впадала пра-Сырдарья. Воды Амударьи заполнили Сарыкамышскую и Ассакеауданскую впадины и начали стекать на юг, образовав р. Узбой. В это же время формировалась присарыкамышская дельта Амударьи. Сырдарья, расчленив к концу хвалынской эпохи северо-восточную окраину Кызылкумов, сформировала систему русел Инкадарьи и впадала вместе с реками Чу и Сарысу в Аральское море.

Начало современного русла и приаральской дельты Амударьи датируется второй половиной I тысячелетия до н. э. Сырдарья после прорыва Кзылординских озерных разливов и начала стока в Арал образовала русла Инкадарьи, Жанадарьи, а позже — системы Кувандарьи, по которым ее воды текли в восточные и юго-восточные части Арала. Современная дельта Сырдарьи начала формироваться примерно 2,5 тыс. лет назад, когда пра-Сырдарья прорвала Хорхутскую антиклиналь и повернула к северо-восточным берегам Арала.

Из приведенной выше истории развития территории Туранской плиты следует, что гидрографическая сеть в течение неогенового и четвертичного времени неоднократно перестраивалась. Эпохи континентального (в западной части преимущественно морского) накопления твердого стока рек с образованием слабо расчлененного рельефа чередовались с эпохами интенсивного формирования рельефа путем воздушной и водной эрозии с образованием древнеаллювиальных долин.

Наиболее хорошо выраженными эпохами рельефообразования были эпохи позднего олигоцена — раннего миоцена (предсарматская), среднего миоцена (предпонтская), среднего плиоцена (предакчагыльская) и среднечетвертично-голоценовая (современная). Совместная интерпретация материалов геолого-геоморфологических исследований, исторических данных по датировке происхождения палеорек Сырдарьи и Амударьи и новых данных, полученных авторами в результате дешифрирования космических телевизионных снимков, позволила при палеореконструкции гидрографической сети и современного рельефа Средней Азии выявить следующие закономерности (см. рис. 61).

1. Палеорусла, выделенные на телевизионных снимках в качестве основных, совпали с погребенными палеоруслами предакчагыльского времени. Выраженность их на снимках обусловлена, по нашему мнению, глубокими врезами, заполненными в основном морскими акчагыльскими осадками, и приуроченностью в основном к линиям крупных региональных разломов.

2. В среднеплиоценовое время палеорусла Амударьи и Сырдарьи мигрировали с юга на север под влиянием растущих поднятий (соответственно Копетдагско-Парапамизского и Центрально-Кызылкумского); рельеф имел форму увалов преимущественно субширотного простирания, и отклонения, изменения направления течения рек обусловливались их прорывом в смежные, гипсометрически ниже расположенные долины. С течением времени субширотная ориентировка долин изменилась, вначале на северо-западную, причем реки достигали берегов Понт-Каспийского моря, а затем в связи с ростом в конце среднего плиоцена Карабогазгольского—Устюртского меридионального поднятия, реки палео-Чу и палео-Сырдарья резко повернули к югу и стали протекать через восточную часть современного Аральского моря. В районе Сарыкамышской впадины они соединились с палео-Амударьей, и образовавшаяся полноводная река через Узбой вливалась в Понт-Каспийское море.

3. Схемы строения гидрографической сети, составленные в результате дешифрирования космических снимков, отображают палеореконструкции событий, происходивших на территории Туранского региона в течение олигоцен-плиоцен-плейстоценового

времени. Эти палеореконструкции новейшего этапа развития страны являются чувствительным индикатором формирующегося рельефа на фоне происходящих новейших тектонических движений, проявившихся дифференцированно с различной интенсивностью.

Некоторые исследователи в создании предакчагыльского рельефа отводят основную роль агентам пустынной денудации, и в первую очередь солевому распылению и дефляции. По нашему мнению, эти процессы действительно привели к возникновению ряда бессточных впадин, провалов, грядовых форм рельефа. Однако наличие в это время высоких гор с ледниками Тянь-Шаня и Памира позволяет предполагать существование полноводных рек и формирование рельефа в первую очередь водной эрозией.

В пользу подобного предположения свидетельствует и тот факт, что в ранних предакчагыльских реках русловые осадки формировались за счет размыва местных пород, а в более поздних аллювиальный материал содержал уже гальку палеозойских и даже кристаллических пород, привнесенных с далеких горных сооружений.

Дальнейшее изучение обнаруженных на упомянутых космических снимках палеорусел Сырдарьи и Амударьи, несомненно, имеет большое практическое значение. Палеорусла, являясь своеобразными гидроиндикаторами, могут указывать места формирования подземных гидрогеологических бассейнов линейного стока («подземных рек»). Отложения древних русел могут вмещать в себе ряд полезных ископаемых, в частности золоторудные россыпи.

ИЗУЧЕНИЕ И ПРОГНОЗ ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ

Прогноз оползневых процессов подразделяется на бессрочный, долговременный и краткосрочный [Кучай, 1973]. Решение задач прогнозирования различной срочности осуществляется различными методами, в связи с чем и способы применения, и набор методов дистанционного зондирования зависят от масштаба и срочности конкретных исследований.

В задачу бессрочного прогноза входит ранжирование геологических условий и конкретных территорий по их предрасположенности к оползневым явлениям различных типов и масштабов (временной аспект прогноза в этих работах отсутствует). Долговременное прогнозирование предполагает не только предсказание места и типа оползневых явлений в будущем, но и определение долговременной средней повторяемости оползней. Наконец, краткосрочный прогноз призван определить место, размеры и время активизации оползневых процессов за несколько часов, суток, недель, месяцев (а может быть, и за несколько лет) до их начала.

Таким образом, если для бессрочного и долговременного прогнозирования достаточно исследовать статистическую картину пространственного распределения и взаимоотношений различных инженерно-геологических параметров и оползневых явлений, то для краткосрочного прогнозирования следует основное внимание уделить некоторому изменяющемуся во времени параметру и коррелированности с ним эпох активизации оползневых явлений.

Элементы бессрочного, долговременного и краткосрочного прогнозирования могут иметь место в работах различного масштаба. Поскольку в настоящее время практический интерес представляет прогноз оползней в среднем и детальном масштабах, то именно им мы уделим основное внимание.

Среднемасштабное оползневое прогнозирование. В задачу такого прогнозирования входит объективное отражение и предсказание оползневых процессов с детальностью, соответствующей картам масштабов от 1 : 100 000 до 1 : 500 000. Карты среднемасштабного оползневого районирования необходимы для планирования строительства и землепользования и являются обязательным элементом инженерной стратегии освоения той или иной территории.

Решение задач среднемасштабного оползневого прогнозирования в настоящее время основывается на некоторых экспериментально установленных статистических закономерностях оползневых процессов. В частности, опыт среднемасштабных оползневых работ в Средней Азии свидетельствует о том, что на конкретной территории оползни различных размеров и разного генезиса не являются независимыми событиями. Так, в зоне перехода от Памира к Тянь-Шаню в элементарных квадратных ячейках площадью 16 км^2 повторяемость α оползней различных классов размеров K подчинена степенной зависимости [Кучай, Курамжина, 1978]:

$$\alpha(K) = A(3) \cdot 10^{-\xi(K-3)}, \qquad (9.1)$$

где K — логарифм площади оползня, м^2; A и ξ — безразмерные коэффициенты.

Закон (9.1) повторяемости оползней различных классов делает возможным простое и компактное отображение повторяемости оползней достаточно обширных территорий. Для этого необходимо на интересующей нас площади провести картирование всех имеющихся оползней и ранжировать их по классам размерности K. После этого экспериментально находят время сохранности оползней различных классов (методику определения времени сохранности см.: [Кучай, Курамжина, 1978]) и на основании (9.1) для каждой элементарной ячейки рассчитывают повторяемость минимального класса оползней и максимальный класс оползня, возникновение которого возможно в пределах элементарной ячейки.

Другая сторона среднемасштабного исследования оползней связана с районированием наборов типов оползней, реализующихся на площади элементарных ячеек. Если естественные ассоциации оползней, возникающих в зависимости от конкретных инженерно-геологических (в том числе и сейсмических) условий, назвать «парагенезисом оползней», то подобное районирование типов оползней можно назвать «парагенетическим».

Пусть для каждой элементарной ячейки имеется набор различных типов оползней. Число оползней типа n в элементарной ячейке обозначим через $S_{ij}^{(n)}$. Множество $\{S_{ij}^{n}\}$ в каждой ячейке образует распределение оползней различных типов. Введя меру близости (например, коэффициент корреляции) и задавшись уровнем доверия, мы можем классифицировать исследуемую территорию по различным типам парагенезиса оползней. Таким образом, на уровне среднемасштабных исследований имеется возможность бессрочного парагенетического районирования и долговременного районирования оползней различных классов с учетом их повторяемости.

Дистанционные методы зондирования открывают широкие возможности ускоренного составления среднемасштабных карт оползневого прогнозирования. Действительно, на космических снимках и мелкомасштабных аэрофотоснимках дешифрируются наиболее крупные оползневые тела, которые в принципе не могут быть обнаружены на более крупномасштабных снимках или непосредственно в поле из-за своих грандиозных размеров. Серия же более детальных аэрофотоматериалов позволяет дешифрировать более мелкие оползневые тела и определять их размеры. Таким образом, комплекс космических данных и аэрофотоматериалов различного масштаба служит основой расчета повторяемости оползней практически без полевых работ. В то же время, очевидно, определение времени сохранности оползней различных размеров и проведение парагенетического районирования предполагают дополнительные полевые исследования, имеющие целью установление генезиса конкретных оползней.

Использование материалов дистанционных съемок при долгосрочном среднемасштабном оползневом прогнозировании [1]. Опыт изучения оползневых явлений дистанционными методами весьма обширен. Пример исследований такого рода — работы, выполненные в Горном Дагестане сотрудниками лаборатории фотогеологии МГУ. Изложение результатов работ не имеет цели охарактеризовать распространение обвально-оползневых образований на всей изученной территории, а показывает лишь возможности и пути их изучения для среднемасштабного оползневого прогнозирования.

В качестве исходных материалов для дешифрирования служили аэрофотоснимки масштабов 1 : 17 000 и 1 : 33 000, увеличенные до масштаба 1 : 500 000 космические фотоснимки с космических кораблей «Союз-9» и «Союз-19», компонуемые в стереопару, и увеличенные до масштаба 1 : 200 000 сканерные снимки со спутника «Ландсэт» в ИК-зоне спектра, выполненные при довольно низком стоянии солнца над горизонтом (34°). Результаты предварительного дешифрирования проверялись в полевых маршрутах и при аэровизуальных наблюдениях. Использование вертолетов существенно облегчало полевую работу (на высотах до 3000 м) и проведение перспективной фототеодолитной съемки, обеспечивавшей точную инструментальную обработку снимков с подсчетом площадей и объемов сорванных со склонов масс горных пород.

Такие измерения с построением детальных карт оползневых участков велись в районе Чиркейской котловины, где после землетрясения 14 мая 1970 г. с эпицентром в районе сел. Кумторкала наблюдались оползни срыва на левом берегу р. Сулак. Два из них на короткое время перегораживали его русло, но затем были прорваны. Весь этот район находится в зоне Андийского линеамента северо-восточного простирания [Скарятин, 1976]. Оползни срыва в этом районе приурочены к пестроцветному горизонту палеоцена

---

[1] Раздел написан А. И. Гущиным, Ю. М. Никитиным, В. Д. Скарятиным.

(нижнефораминиферовая подсвита), сложенному зеленоватыми и красноватыми мергелями мощностью около 80 м, с прослоем размокающих известковистых глин в основании мощностью в несколько метров. Эти породы наклонены под углом 20° на северо-восток и нарушены зоной повышенной трещиноватости северо-западного направления, прослеженной от Буйнакска до сел. Иха. Юго-восточнее на космических снимках с космического корабля «Союз-9» отмечен закартированный ранее разрыв. В направлениях трещин преобладают две системы — северо-западная (320°) и северо-восточная (30—60°). При сравнении результатов дешифрирования аэрофотоснимков, сделанных до землетрясения 1970 г. и после него, видно, что линии отрыва сползших масс в виде дешифрирующихся трещин существовали и до 1970 г Крупнейший из этих оползней срыва (объемом 10^7 м^3) переместился по поверхности напластования пород на 150 м в русло р. Сулак. К юго-западу от этого района, в зоне того же Андийского линеамента в Известняковом Дагестане, наблюдается множество осыпей, оползней срыва и других проявлений новейшей и современной тектонической активности.

Одним из самых крупных линеаментов, пересекающих антиклинорий Большого Кавказа, является Джурмут-Аргунский (или Самур-Аргунский), выделенный В. Д. Скарятиным при дешифрировании фотографий с космического корабля «Союз-9». В южной части он совпадает с закартированными разрывами.

Здесь, в верховьях р Андийское Койсу, по данным аэровизуальных наблюдений и дешифрирования аэрофотоснимков фиксируется обилие оползней-срывов сейсмогенного характера. Они концентрируются по линии Самур-Аргунского линеамента, сложены песчаниками и сланцами лейаса. Многие из них имеют современный возраст. Это подтверждается наличием в местах срыва оползневых масс подпрудных участков долин, в пределах которых идет интенсивное накопление современного аллювия, и тем, что ниже оползней-срывов обычно происходит врезание реки в тело оползня. Величина подпруженных частей долин, в которых происходит интенсивное отложение материала, составляет от 0,5 до 2—4 км. В непосредственной близости от сейсмогенных оползней-срывов на водоразделах выявлены протяженные (до 2—4 км) трещины отседания и разрывы, создающие характерную ступенчатость рельефа и также, видимо, являющиеся результатом сейсмической активности в зоне линеамента.

На космических стереоскопических фотоснимках с космического корабля «Союз-12» впервые был отдешифрирован линеамент, разделяющий области Известнякового и Сланцевого Дагестана и простирающийся в северо-западном субкавказском направлении. В долине р. Андийское Койсу от сел. Нижний Инхело и далее на юго-восток вдоль долин рек Ахвах и Карах; у сел. Андых ему соответствует закартированный разрыв.

Этому линеаменту, названному Пограничным, сопутствуют обширные обвально-осыпные накопления глыбового характера, состоящие из пород нижнего и реже верхнего мела. Первые располагаются на своде и крыльях Хунзахской антиклинали и представлены крутыми обвальными массивами пород неокома, имеющими крупноблоковое строение. Вторые (долина р. Казикумухское Койсу у сел. Цудахар), имеющие сложное происхождение, формировались в перигляциальной обстановке, но, несомненно, с участием сейсмотектоники. В верхних частях едва ли не наибольшего в Горном Дагестане оползневого массива близ сел. Цудахар фиксируется крупноблоковое (блоки до 0,5—1 км) строение, осложненное системой крупных (длиной до 1—2 км) зияющих трещин юго-восточного простирания.

В долине р. Акуша Пограничный линеамент совпадает с крупным сбросом и отделяет Хаджал-Махинскую антиклиналь от Акушинской синклинали. Выявляются два крупных обвальных массива сейсмогенного происхождения, подпрудивших в долину в среднем — позднем плейстоцене. Они сложены глыбовой (0,5—10 м в поперечнике) брекчией из известняков неокома, смещенных с южного крыла Хаджал-Махинской антиклинали. В настоящее время в долине р. Акуша на значительном протяжении фиксируются озерные отложения, связанные с подпруживанием долины обвальными массами.

Перпендикулярно Пограничному протягивается слабо дешифрирующийся Аварско-Сулакский линеамент северо-восточного простирания. К нему приурочен значительный оползень на восточном склоне плато Бетли у сел Унцукуль Обвально-оползневые накопления представлены здесь цементированной карбонатной брекчией из пород верхнего мела, имеющей плащеобразное залегание по эрозионному рельефу на коренных породах. Размеры слагающих брекчию обломков и глыб составляют от 0,1—0,2 до 1—2 м в поперечнике. Видимая мощность обвально-осыпных накоплений достигает 100 м и более.

Детальное оползневое прогнозирование. В задачу детального оползневого прогнозирования входит определение оползневой опасности конкретных склонов. При этом

возникают проблемы, относящиеся как к бессрочному, так и к долговременному и краткосрочному прогнозам. Бессрочное прогнозирование заключается в расчете вероятностей возникновения оползней определенных типов на фиксированных склонах. Решение этих задач проводится в рамках общей методики геологического прогнозирования математическими методами (см. часть первую, гл. 2).

Предположим, что в распоряжении исследователя имеется доброкачественный геологический материал, объективно отражающий как пространственные особенности распределения оползней различных типов, так и распределение информативных признаков по площади. На основании этого материала строятся матрицы t_{ij} и t^*_{ij}. Первая из них строится отдельно для каждого из типов оползней. Каждый столбец матриц t_{ij} и t^*_{ij} соответствует определенному значению u_i^k признака ^iU, а каждая строка — одной натурной реализации. Наиболее крупные оползни захватывают склоны с разнородными геологическими характеристиками, в связи с чем мы прибегаем к своеобразному «матрицированию»: в матрице для крупных оползней записываем столько строк, сколько наборов изображений реализуется в пределах конкретного оползня на склоне. Матрица t_{ij} обычно содержит 40—50 строк. Матрица t^*_{ij} формируется путем случайного выбора точек на площади обучения и определения значений признаков в этой случайной точке. Матрица содержит не менее 200—300 строк.

Оползневой диагноз конкретных склонов требует знания априорных вероятностей оползней типа K на территории анализируемого склона и в его окрестностях. Как показано выше, такую информацию мы получаем в результате среднемасштабного оползневого прогнозирования. В тех случаях, когда среднемасштабные работы предварительно не проведены, следует изучить особенности оползневых процессов на квадрате или круге площадью 16 км^2 (оптимальная площадь, полученная экспериментально), в центре которого находится интересующий нас склон. Рассчитав для этой территории повторяемость оползней различных типов, мы можем приступить к процедурам прогноза и диагноза (см. часть первую, гл. 2).

Наиболее широко методы дистанционного зондирования используются на первой стадии прогнозных работ, а именно на стадии обучения, когда на достаточно обширной площади необходимо получить информацию об особенностях инженерно-геологической обстановки при условии реализации оползней определенных типов и при случайной выборке инженерно-геологических условий на склонах. Здесь предполагается сплошное дешифрирование оползней на всей территории обучения, а также применение аэрофотоматериалов при формировании косвенного изображения склона. Точно так же расчет повторяемости оползней на площади элементарной ячейки, к которой принадлежит анализируемый склон, возможен только на основании дешифрирования материалов дистанционного зондирования различных масштабов.

Краткосрочное прогнозирование. Изучение оползневых процессов для целей среднемасштабного и детального оползневого прогнозирования предполагает широкое использование комплекса материалов дистанционного зондирования различного масштаба. Методика этих исследований в настоящее время достаточно хорошо разработана и внедрена в практику. Что же касается краткосрочного прогнозирования оползней, то сейчас можно говорить лишь о перспективах и возможных направлениях применения дистанционных методов в этой области.

Возможность любого краткосрочного предсказания основывается либо на скрытой или явной периодичности самого процесса, либо на исследовании временно́го хода некоторого легко наблюдаемого параметра, с которым интересующее нас явление связано корреляционной зависимостью Изучению скрытой периодичности оползневых процессов в связи с солнечной активностью посвящены работы А. И. Шеко, В. В. Кюнтцеля. Однако поскольку само прогнозирование солнечной активности осуществляется с малой надежностью, то и краткосрочный прогноз, основанный на связи оползневой и солнечной активностей, пока что не может считаться достаточно надежным. Нам представляется, что прогресс среднемасштабного краткосрочного оползневого прогнозирования связан с разработкой и применением специальной аппаратуры дистанционного зондирования, позволяющей следить за изменением, например, влажности горных масс. Оперативное слежение за влажностью горных масс возможно в случае организации системы ИК- и СВЧ-съемки и измерений в режиме патрулирования. Можно полагать, что выявление регионов, находящихся в состоянии предоползневой активности, целесообразно осуществлять на основании спутниковой информации с низкой разрешающей способностью. Более детальные исследования будут проводиться только в оползнеопасных районах в конкретный интервал времени.

НЕОТЕКТОНИКА И МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ПРИОКЕАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

МОРФОТЕКТОНИКА И КАЙНОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАТЕРИКОВЫХ ПОБЕРЕЖИЙ ОХОТСКОГО И ЯПОНСКОГО МОРЕЙ

Материковое побережье вместе с шельфом и подводным континентальным склоном образует переходную зону от материковой суши к впадинам краевых морей Геолого-геоморфологическое строение и история формирования этой своеобразной мегаморфоструктуры, тесно связанной в своем развитии как с континентом, так и с океаном, во многом еще неясны и до настоящего времени являются предметом оживленных дискуссий В последние годы на Дальнем Востоке проведены комплексные морфоструктурные исследования, которые привели к существенно новым выводам о строении и основных особенностях становления современного морфоструктурного плана окраины континента

Без преувеличения можно сказать, что решающую роль в этих работах сыграли космические снимки территории Благодаря им не только выявлены новые, неизвестные ранее особенности региональной морфоструктуры (например, установлено широкое развитие разнопорядковых морфоструктур центрального типа и трансрегиональных разломных зон), но и создана основа для морфоструктурного районирования и картирования с новых позиций, учитывающих иерархическую соподчиненность всей системы разнопорядковых и генетически разнородных морфоструктур Дальнего Востока Для морфоструктурного дешифрирования были использованы космические снимки разных масштабов и различного качества — от сверхмелко- и мелкомасштабных сканерных изображений со спутников «Метеор» до мелко- и среднемасштабных черно белых, цветных и многозональных фотоснимков более высокого разрешения

Новое направление в развитии представлений о морфоструктуре Дальнего Востока связано с выделением [Золотов, 1976, Соловьев, 1978] гигантских морфоструктур центрального типа, наиболее крупные из которых достигают 1500—2000 км и больше в диаметре Для них характерно радиально-концентрическое расположение основных геолого-тектонических элементов дуговых и линейных глубинных разломов, магматических, складчатых и рудных поясов и зон и т д Дальнейшие исследования [Кулаков, 1978, 1979, 1980] позволили установить, что в пределах восточной окраины материка располагается серия таких морфоструктур (рис 62) Они хорошо выделяются на мелкомасштабных космических снимках со спутников системы «Метеор» (рис 63—66), на мелкомасштабных топографических и геологических картах и подтверждаются имеющимися геолого-геофизическими материалами В региональном плане их можно рассматривать, очевидно, как морфоструктуры первого порядка (мегаморфоструктуры), так как они организуют и контролируют сложную систему морфоструктур низшего порядка и играют определяющую роль в формировании морфоструктурного плана крупных районов материкового побережья В то же время по отношению к планетарной морфоструктуре Тихого океана они являются морфоструктурами второго третьего порядка

Морфологический облик и геологическое строение каждой из упомянутых мегаморфоструктур достаточно специфичны Вместе с тем выявлены некоторые общие для них особенности строения и развития, свидетельствующие о значительном сходстве мегаморфоструктур Прежде всего при унаследованности от весьма древних, нередко докембрийских образований, выразившейся в неоднократной тектоно-магматической активизации одних и тех же линий и зон [Геология СССР, 1970, Золотов, 1976, Шило, Умитбаев, 1977, Соловьев, 1978, и др), морфоструктуры уверенно дешифрируются на космических снимках по рельефу и геологии К дешифрируемым образованиям относятся протяженные системы дуговых (концентрических) разломов, определяющие не только границы мегаморфоструктур, но и пространственное положение большинства низкопорядковых морфоструктур в их пределах, рисунок гидросети, рельеф и другие элементы инфраструктуры Крупным морфоструктурам, судя по имеющимся геолого-геофизическим материалам [Геология СССР, 1966, 1969, 1970, Глубинное , 1976, Золотов, 1976, Строение , 1976, Белый, 1977, 1978, Шило, Умитбаев, 1977, Ичетовкин, 1978, и др], отвечают характерные особенности современного строения в нижних горизонтах земной коры и в верхней мантии

Плоскости разломов наклонены, как правило, к центру мегаморфоструктур, и, следовательно, последние имеют форму конуса, которая весьма характерна для геологических тел в условиях Земли [Шафрановский, 1968]

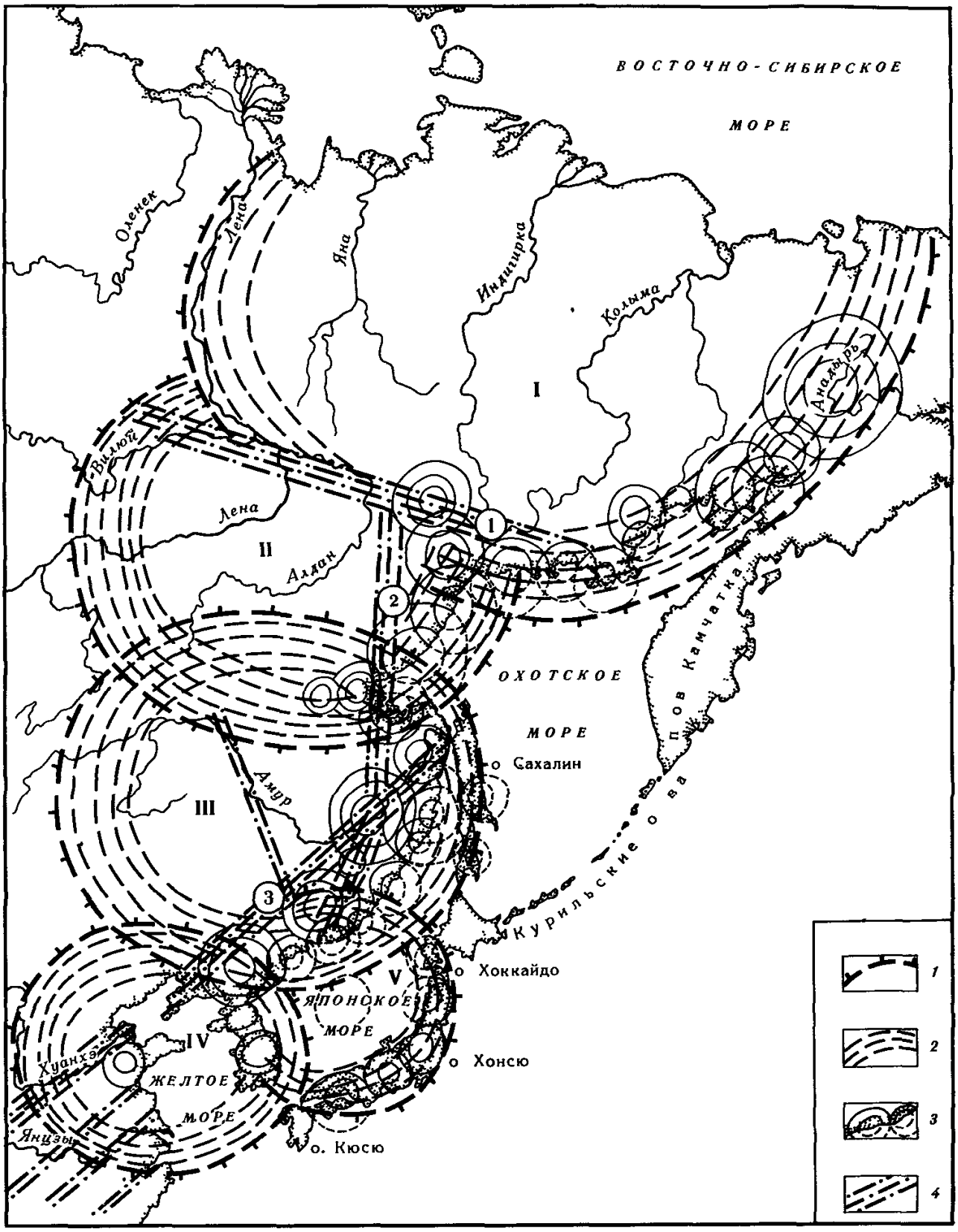


Рис 62 Схема основных морфоструктур материкового побережья Дальнего Востока

1 — граница окраинно материковых мегаструктур (морфоструктур центрального типа I по рядка), *2* — дуговые глубинные разломы окраин мегаструктур, *3* — морфоструктуры центрального типа (II—III порядка) на побережье и их предполагаемое продолжение на морском дне, *4* — трансрегиональ ные зоны разломов Окраинно материковые мегаструктуры I — Яно Колымская, II — Алданская, III — Амурская, IV — Корейская, V — Япономорская Основные зоны разломов (цифры в кружках) 1 — Алдано Охотская, 2 — Сетте Дабанская—Приамурская, 3 — Амуро Сунгарийская

Дуговые глубинные разломы мегаморфоструктур определяют также «генеральный» контур современной береговой линии материка Так, очертания северного берега Охотского моря (от Пенжинской губы до г Охотска) контролируются дуговыми разломами южной окраины Яно Колымской мегаморфоструктуры, а северо-западного берега (от г. Охотска до Удской губы) — разломами юго-восточного сегмента Алданской мегаморфоструктуры. Далее к югу, вплоть до зал. Петра Великого в Японском море, дугообразный контур берега определяется разломами Амурской мегаморфоструктуры По дуговым разломам Корейской мегаморфоструктуры выработаны западный и восточный берега п ова Корея Круговые очертания впадины Японского моря, особенно островной ее окраины, совпадают с дуговыми разломами Япономорской мегаморфоструктуры

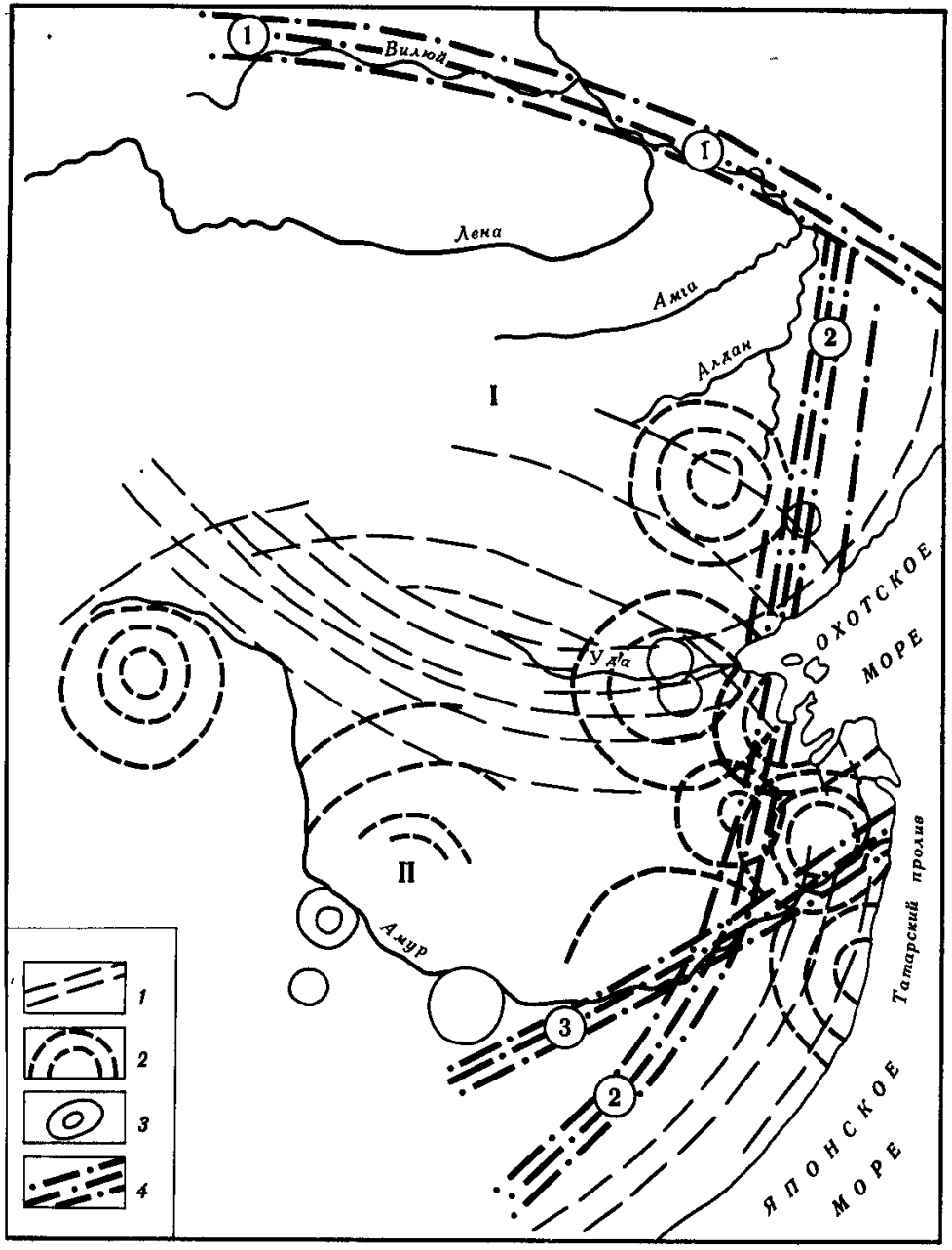
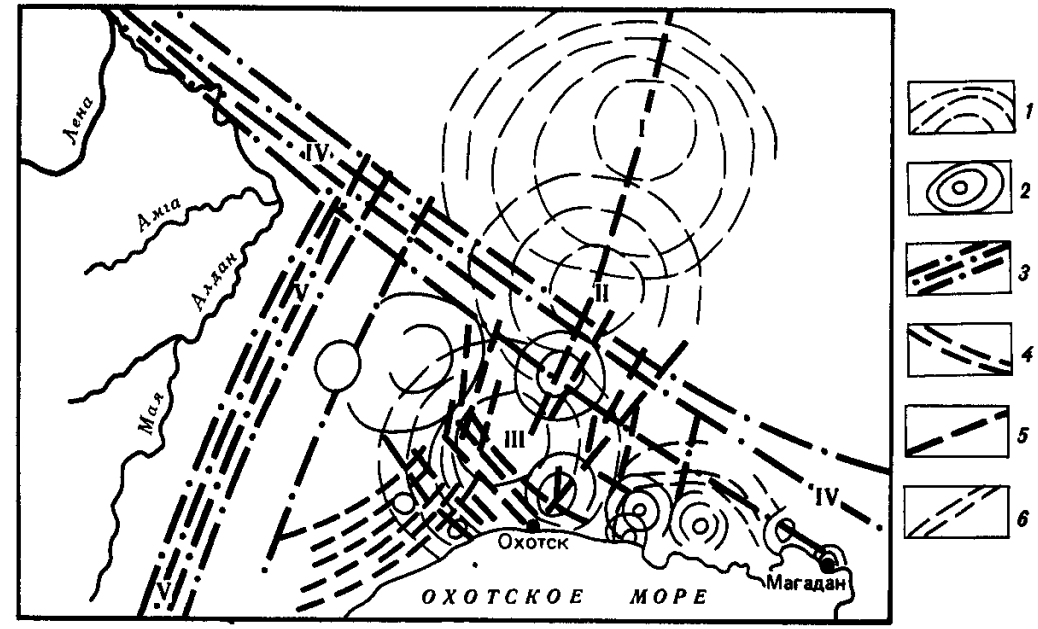


Рис. 63. Схема дешифрирования космического снимка юга Дальнего Востока, полученного со спутника «Метеор-25»

1 — дуговые глубинные разломы, оконтуривающие мегаструктуры; *2* — морфоструктуры центрального типа II порядка; *3* — то же, III порядка; *4* — линейные зоны трансрегиональных глубинных разломов (цифры в кружках): 1 — Алдано-Охотская, 2 — Сетте-Дабанская—Приамурская, 3 — Амуро-Сунгарийская. Мегаструктуры: I — Алданская, II — Амурская

Рис. 64. Схема дешифрирования космических изображений Северного Приохотья, полученных со спутника «Метеор-25»

1, 2 — морфоструктуры центрального типа: *1* — II порядка, *2* — III—V порядков; *3* — трансрегиональные разломные зоны; *4* — дуговые глубинные разломы, оконтуривающие Яно-Колымскую и Алданскую мегаструктуры; *5* — крупные линейные разломы; *6* — прочие дуговые и линейные разломы. Морфоструктуры II порядка: I — Нерская; II — Куйдусунская, III — Кухтуйская. Трансрегиональные зоны глубинных разломов: IV — Алдано-Охотская, V — Сетте-Дабанская



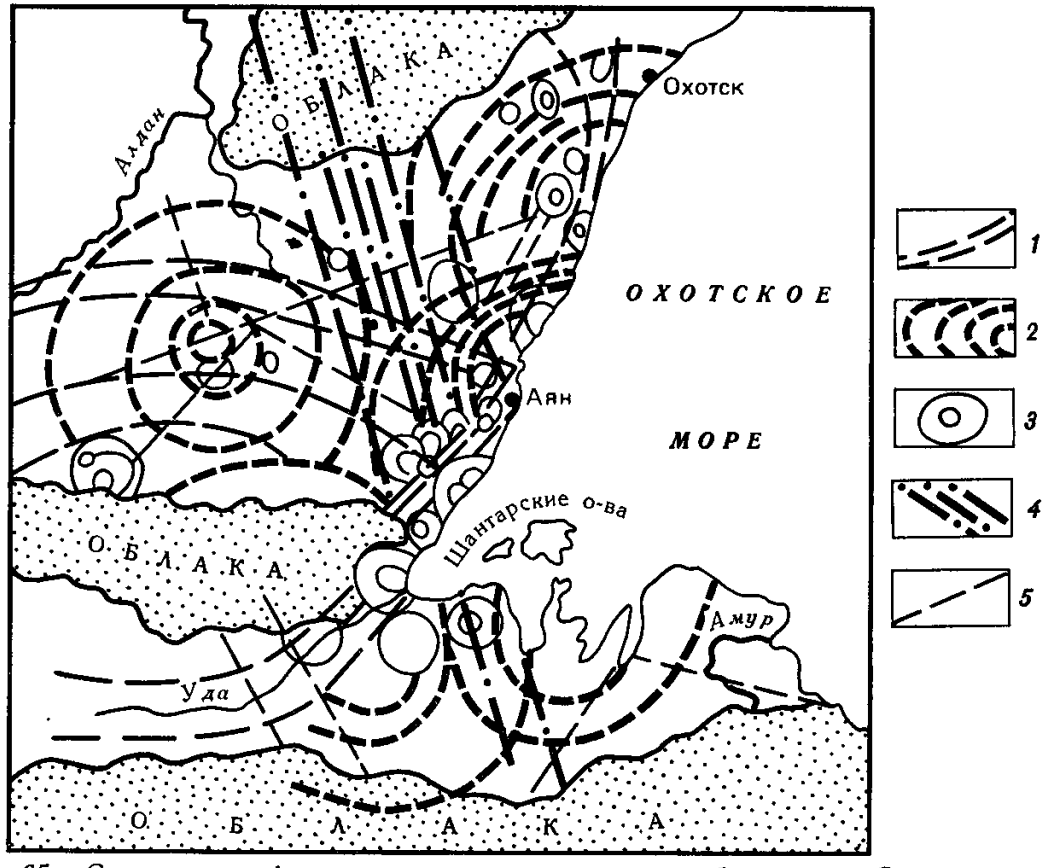


Рис. 65. Схема дешифрирования космического изображения Северо-Западного Приохотья, полученного со спутника «Метеор-25»

1 — трансрегиональные дуговые глубинные разломы, оконтуривающие Алданскую и Амурскую мегаструктуры; *2* — морфоструктуры центрального типа II порядка; *3* — то же, III—V порядков, *4* — Сетте-Дабанская—Приамурская зона глубинных разломов субмеридионального простирания, *5* — прочие разломы

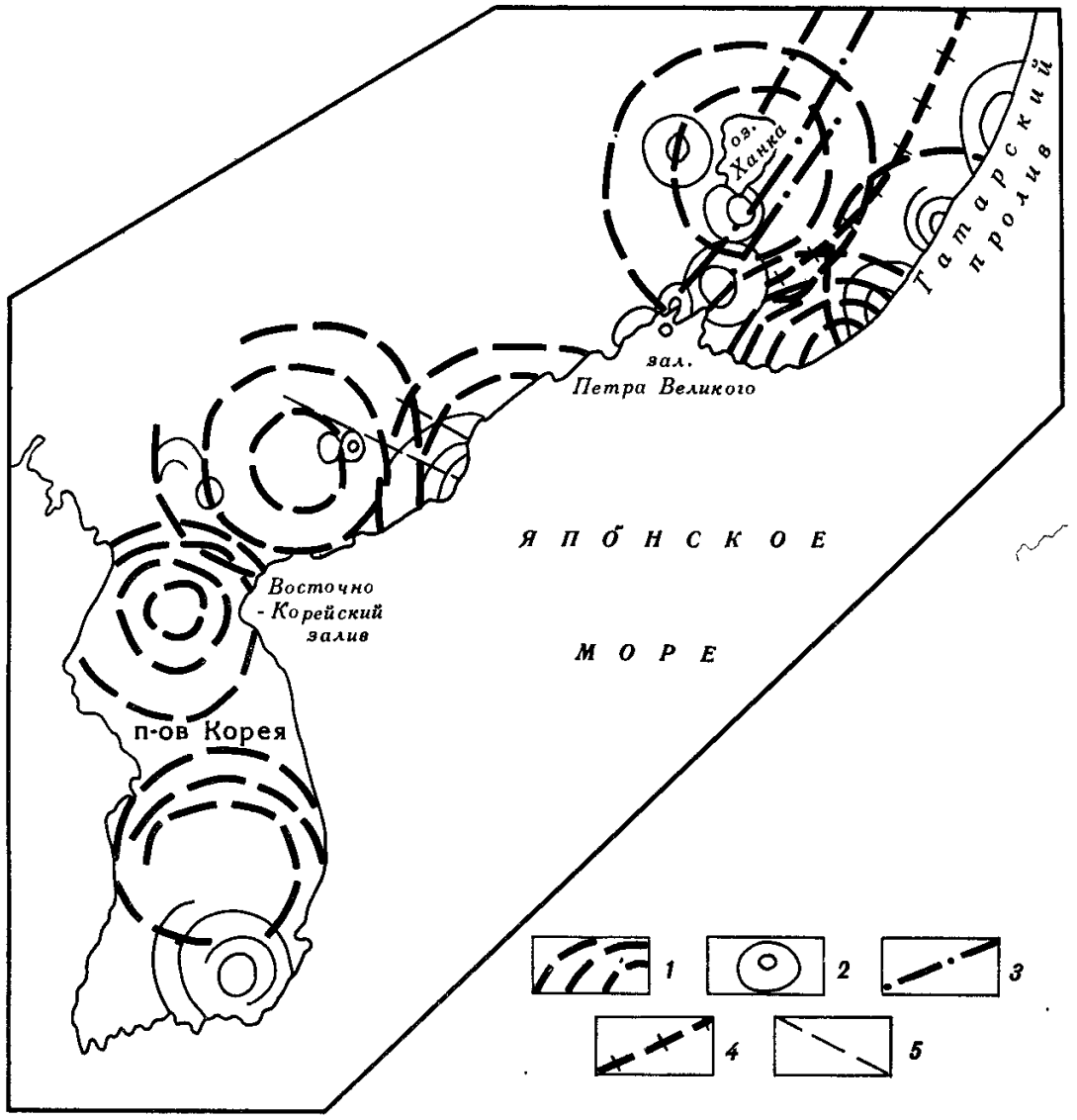


Рис. 66. Схема дешифрирования космических изображений материкового побережья Японского моря, полученных со спутника «Метеор-25»

1, 2 — морфоструктуры центрального типа: *1*—II порядка, *2* — III—V порядков, *3* — Сетте-Дабанская—Приамурская зона разломов, *4* — дуговые глубинные разломы Амурской мегаструктуры, *5* — прочие разломы

Некоторые из них, например Южно-Приморский разлом, установлены морскими геолого-геофизическими работами у подножия континента.

В целом для всех мегаморфоструктур Дальнего Востока характерна приуроченность максимальных высот рельефа к периферии, а минимальных отметок — к центральной части. «Кольцевой» облик мегаморфоструктур является, по-видимому, следствием глубинных геологических процессов, происходящих в земной коре и в мантии. Вероятно, можно говорить о значительно большей интенсивности восходящих тектонических движений и о повышенной тектоно-магматической активности концентрических окраин мегаморфоструктур по сравнению с центральными их районами. Последние, судя по геологическим данным, испытывали преимущественно нисходящие движения в мезозое и кайнозое и являлись главным образом областями осадконакопления.

Концентрическое строение мегаморфоструктур, обусловленное существованием «каркасной» системы дуговых глубинных разломов, сохраняется вплоть до настоящего времени. Вместе с тем часто наблюдаются довольно существенные нарушения «первичного» рисунка, связанные, очевидно, с процессами тектоно-магматической активизации. Значительную роль здесь сыграли горизонтальные движения, характерные для всей восточной окраины Евразии [Уткин, 1980]. Так, Яно-Колымская мегаморфоструктура «надвинута» на северную окраину Алданской мегаморфоструктуры, отмечены [Кириллова, Турбин, 1979; Геология СССР, 1966, 1969; и др.] крупные смещения по разломам Монголо-Охотской зоны, в Сихотэ-Алине и других районах. Существенное преобразование в кайнозойское время претерпели окраины мегаморфоструктур, обращенные к впадинам Охотского и Японского морей.

Помимо мегаморфоструктур центрального типа, на мелкомасштабных космических снимках со спутников серии «Метеор» хорошо выделяются трансрегиональные разломные зоны протяженностью до 2000—3000 км (см. рис. 63—66). Таков, например, Алдано-Охотский линеамент субширотного простирания, шириной около 80—100 км [Ян-Жин-Шин и др., 1978], выходящий к северному берегу Охотского моря в районе полуостровов Кони—Пьягина. Амуро-Сунгарийская разломная зона прослеживается от нижнего течения р. Хуанхэ через Северо-Восточный Китай, вдоль долины Амура к Амурскому лиману и Татарскому проливу и далее к о-ву Сахалин. Космические снимки позволили также высказать предположение о том, что Сетте-Дабанская зона меридиональных глубинных разломов, известная в Северо-Западном Приохотье, продолжается далее на юг, в пределы Приамурья, образуя крупнейший на Дальнем Востоке Сетте-Дабанский — Приамурский линеамент, выходящий к берегу Японского моря в районе Владивостока и, очевидно, протягивающийся в том же направлении по окраине морской впадины. Эти и ряд других менее крупных разломных зон выявлены на Дальнем Востоке впервые. На материковом побережье с ними обычно связаны линейно-мозаичные системы разнопорядковых блоков (горстов и грабенов), а также глубоко изрезанные берега риасового типа (например, к югу от Шантарских островов в Охотском море и северо-западные берега зал. Петра Великого в Японском).

Дешифрирование космических фотоснимков более крупного масштаба позволило составить более полное представление о морфоструктуре различных районов материкового побережья. Схемы дешифрирования космических снимков и морфоструктурные схемы (рис. 67) показывают, что наиболее важными элементами прибрежной морфоструктуры являются зоны дуговых глубинных разломов мегаморфоструктур и поперечные к ним системы разломов, а также разнопорядковые морфоструктуры центрального типа. Среди последних впервые были выявлены своеобразные морфоструктуры диаметром в несколько сот километров, как бы разрезанные пополам современной береговой линией и уходяшие под уровень моря [Кулаков, 1978, 1979, 1980].

Эти так называемые полукольцевые морфоструктуры являются обязательным элементом морфоструктурного плана материкового побережья. Они пространственно и генетически связаны с окраинно-материковыми вулканическими поясами— Охотско-Чукотским, Удским, Восточно-Сихотэ-Алинским — и поэтому наиболее четко выражены на северном и северо-западном побережьях Охотского моря и по восточному побережью Сихотэ-Алиня. На космических снимках они выделяются прежде всего по системам дуговых разломов, которые хорошо дешифрируются по рисунку речной сети и линейно-дугообразному строению рельефа в таких зонах, а в некоторых случаях — по более светлому фототону, обусловленному, по-видимому, широким развитием измененных пород.

«Полукольцевые» морфоструктуры обычно имеют весьма сложное строение, так как охватывают территорию, выходящую далеко за пределы вулканических поясов. Чаще всего это настоящие кольцевые структуры с вулкано-тектонической депрессией в центре

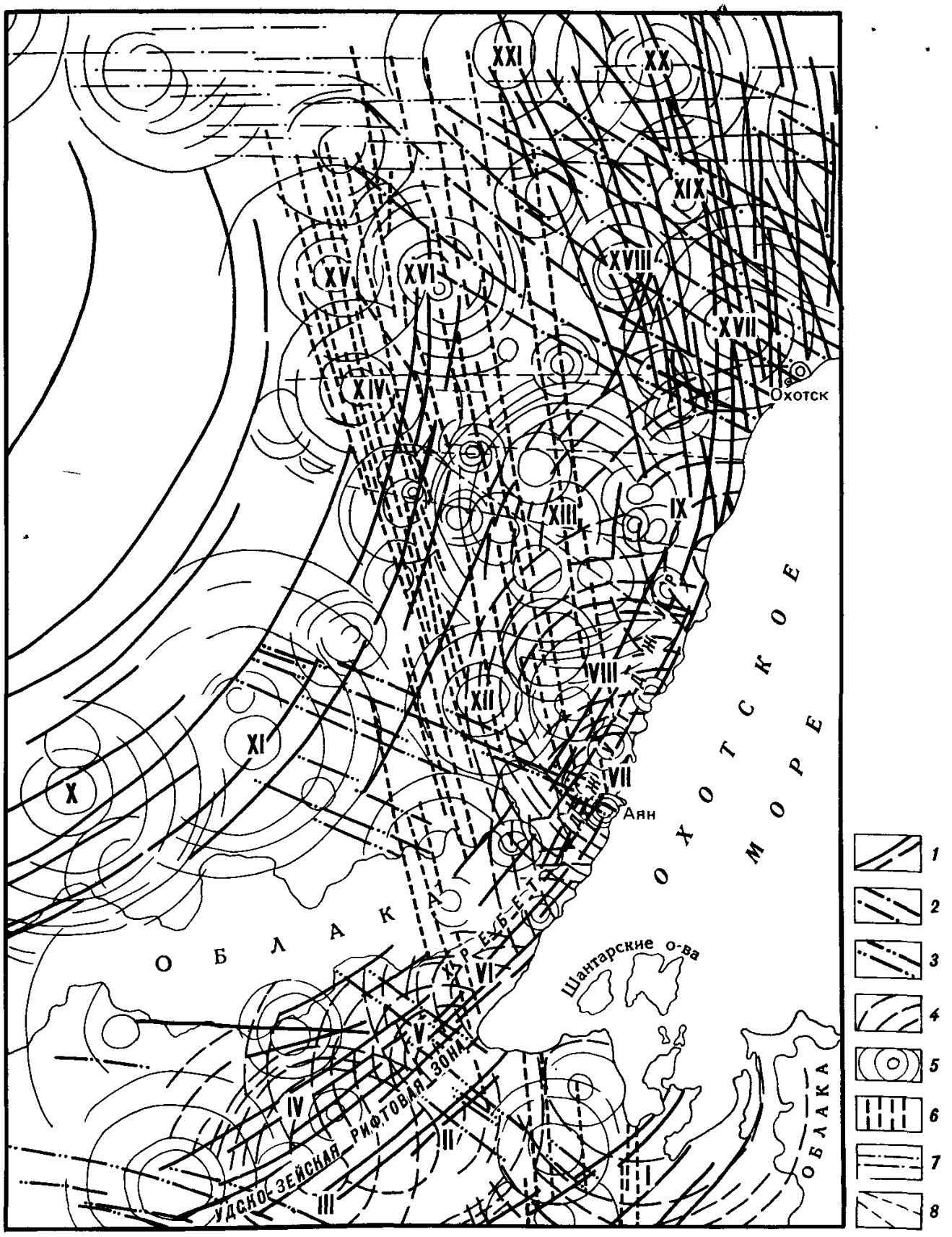


Рис. 67. Схема дешифрирования космического изображения Северо-Западного Приохотья, полученного со спутника «Метеор-29»

1—3 — дуговые глубинные разломы материковых мегаморфоструктур центрального типа: *1* — Алданской, *2* — Яно-Колымской, *3* — Амурской, *4* — «полукольцевые» морфоструктуры материкового побережья: I — Шантарская, II — Тайканская, III — Ниминская, IV — Чогарская, V — Чумиканская, VI — Джелонская, VII — Аянская, VIII — Этанджинская, IX — Ульинская, *5* — морфоструктуры центрального типа II—V порядков: X — Учурская, XI — Омнинская, XII — Нельканская, XIII — Верхнемайская, XIV — Иныкчанская, XV — Хандинская, XVI — Аллах-Юньская, XVII — Кухтуйская, XVIII — Верхнеохотская, XIX — Ульбейская, XX — Куйдусунская, XXI — Агаяканская, *6* — глубинные разломы Сетте-Дабанского линеамента; *7* — глубинные разломы Алдано-Охотской разломной зоны, *8* — прочие разломы

(которая иногда может быть перекомпенсированно выполнена довольно мощными толщами вулканогенных образований), окруженной концентрической системой разломно-глыбовых хребтов и впадин. Таковы, например, многие морфоструктуры северного побережья Сихотэ-Алиня. Меньше распространены морфоструктуры с центральным куполом, формирование которого связано с крупными интрузиями гранитов.

Приуроченность «полукольцевых» морфоструктур к окраинно-материковым вулканическим поясам не случайна. Последние заложены, как известно [Золотов, 1976; Белый,

1977, 1978; Шило, Умитбаев, 1977; Соловьев, 1978; и др.], по системам дуговых глубинных разломов, оконтуривающих материковые мегаморфоструктуры, и являются зонами повышенной тектоно-магматической активности и высокой проницаемости земной коры. Поэтому очевидна пространственно-генетическая связь «полукольцевых» морфоструктур и вулканических поясов. Это подтверждается также едиными для тех и других образований конформными геологическими комплексами.

В то же время главные черты геологического и геоморфологического строения побережий определяются более высокопорядковыми элементами региональной морфоструктуры — системами трансрегиональных глубинных разломов материковых мегаморфоструктур. «Полукольцевые» морфоструктуры являются здесь наложенными и явно более молодыми образованиями, которые, конечно, несколько изменили более древний морфоструктурный план побережья, но все же не смогли преобразовать его существенно.

Открытие на материковом побережье «полукольцевых» морфоструктур свидетельствует о более значительном, чем предполагалось ранее, воздействии вулканических поясов на морфоструктуру и, очевидно, металлогению окраины континента. «Полукольцовые» морфоструктуры продолжаются под уровнем моря в области шельфа, подводного континентального склона, а в некоторых случаях (например, в Японском море) захватывают, возможно, подножие материка и частично глубоководную впадину. Учитывая концентрическое строение морфоструктур, можно более уверенно проводить геолого-геофизические и поисковые работы в пределах подводной окраины континента.

Помимо «полукольцевых» морфоструктур, на космических снимках материкового побережья выявлена серия разнопорядковых морфоструктур центрального типа диаметром от первых километров до нескольких десятков и сотен километров. Можно выделить не менее 10—15 различных генетических типов таких морфоструктур. Для большинства из них установлена приуроченность к зонам пересечения региональных и трансрегиональных разломов, причем наблюдается достаточно четкое соответствие размерности разломных и концентрических морфоструктур. Возраст последних колеблется в довольно широких пределах — от архея—протерозоя до позднего мезозоя—раннего кайнозоя. Это подтверждается соответствующими конформными комплексами пород.

Наибольший интерес как в морфоструктурном, так и в металлогеническом отношении представляют, по-видимому, концентрические морфоструктуры зон сочленения материковых мегаморфоструктур. Эти зоны, где пересекаются дуговые глубинные разломы различных направлений, отличаются повышенной раздробленностью и проницаемостью земной коры, древностью заложения и неоднократной тектоно-магматической активизацией. Поэтому выявленные здесь концентрические морфоструктуры являются, вероятно, весьма перспективными объектами для постановки детальных геологопоисковых работ. Такова, например, зона сочленения Яно-Колымской и Алданской мегаморфоструктур, хорошо выделяющаяся на космических снимках. Примечательно, что в ее пределах Охотско-Чукотский вулканический пояс своеобразным «заливом» вдается в глубь материка, подчеркивая тем самым высокую раздробленность и проницаемость земной коры этого района (см. рис. 67).

Концентрические морфоструктуры района сочленения Алданской и Амурской мегаморфоструктур, опирающиеся на Удско-Зейскую рифтовую зону, отличаются тем, что они как бы разрезаны этой зоной, и выделяющиеся по право- и левобережью р. Уды «полукольца» не совмещаются (см. рис. 67). Такое явление обусловлено, вероятно, значительными сдвигами, установленными [Кириллова, Турбин, 1979; и др.] для Удско-Зейских глубинных разломов.

В зоне сочленения Амурской и Корейской мегаморфоструктур располагается Амнокканская концентрическая морфоструктура диаметром 500 км (см. рис. 66), формирование которой произошло, вероятно, в мезозойское время (скорее всего, в юре — мелу), а неоднократная тектоно-магматическая активизация продолжалась вплоть до антропогена. В настоящее время это крупное сводово-глыбовое поднятие, восточная окраина которого уходит под воды Японского моря.

Анализ разномасштабных космических снимков, составленных на их основе морфоструктурных карт и схем и имеющихся геолого-геоморфологических материалов о строении надводной и подводной окраин континента приводит к выводу о том, что в позднем мезозое — кайнозое произошли существенные изменения в морфоструктурном облике региона, обусловленные главным образом тектоническим погружением и расширением сопредельных с материком морских впадин. Дуговые глубинные разломы материковых мегаморфоструктур и «полукольцевые» морфоструктуры побережий продолжаются под

уровень моря, что подтверждается морскими геофизическими работами последних лет [Васильковский, Ковылин, 1973; Карп и др., 1974; Глубинное..., 1976; Строение..., 1976; Гнибиденко, 1977; и др.], проведенными на акваториях Охотского и Японского морей.

«Полукольцевые» морфоструктуры, которые в период своего формирования характеризовались, в соответстви с принципом геолого-геоморфологической конформности [Худяков, 1977], примерно однородным рельефом на всей своей территории, в настоящее время сохранили его только в пределах наземной части. В районах, погруженных под уровень моря, первичный рельеф или уничтожен, или существенно преобразован. На побережье материка широко развиты сформированные в кайнозое прибрежные зоны растяжения, для которых характерны преимущественно континентальные рыхлые отложения мощностью до нескольких сот метров и более. Эти зоны, а также некоторые морфоструктуры, например Килчжу-Менчхонский грабен на северо-востоке п-ова Корея, мощность кайнозойских образований в котором превышает 2000 м [Геология Кореи, 1964], свидетельствуют об унаследованном тектоническом погружении окраины континента под уровень морских вод. Данные морских геолого-геофизических и геоморфологических исследований хорошо согласуются с материалами наземных работ.

Руководствуясь рисунком дуговых глубинных разломов, ограничивающих материковые мегаморфоструктуры и «полукольцевые» морфоструктуры побережья, и используя имеющиеся геолого-геоморфологические данные, можно наметить «первичные» контуры материковых мегаморфоструктур. Границы их проходят, по-видимому, не менее чем в 200—250 км восточнее современной береговой линии, так что Амурская мегаморфоструктура включает о-в Сахалин и значительную часть глубоководной котловины Японского моря. Становление современного морфоструктурного плана материкового побережья происходило в позднемезозойское-кайнозойское время и было обусловлено, по-видимому, двумя противоположными по направленности процессами — прогибанием и расширением морских впадин и общим тектоническим воздыманием континента с интеграцией морфоструктур и тектонических движений в его пределах [Худяков, 1972, 1977].

Современный геоморфологический облик материкового побережья и морских берегов континента — результат длительного и сложного геологического их развития, начавшегося значительно раньше не только антропогена, но и кайнозоя.

В антропогене выработка современных очертаний береговой линии материка происходила на фоне продолжавшегося регионального тектонического погружения окраины континента, небольших дифференцированных движений разнопорядковых морфоструктур и гляциоэвстатических колебаний уровня океана. Последние действовали особенно интенсивно и осуществляли абразионно-аккумулятивное выравнивание погружавшейся суши. Поэтому очертания береговой линии материка в начале антропогена значительно отличались от современных. Особенно это характерно для охотоморского побережья. На побережье Японского моря, где шельф преимущественно узкий и крутой, берег моря в начале антропогена находился в целом довольно близко к современному и существенных изменений в его очертаниях (за исключением зал. Петра Великого и некоторых других участков) не произошло.

Сравнительно невысокая интенсивность тектонических движений разнопорядковых прибрежных морфоструктур в антропогене позволяет сделать вывод об относительной тектонической стабильности современной морской окраины континента. Вместе с тем в последние годы на северных и северо-западных берегах Охотского моря и на побережье Сихотэ-Алиня были обнаружены [Онухов, Уфимцев, 1974; Кулаков, 1978, 1979, 1980] палеосейсмогенные структуры (сбросо-обвалы, тектонические рвы, зоны ультрамилонитов и т. п.), которые свидетельствуют, как известно [Живая..., 1966; Сейсмотектоника..., 1968; и др.], о высокой сейсмической активности территории и о возможности проявления здесь сильных землетрясений (интенсивностью от 8 баллов и выше).

Палеосейсмодислокации на берегах материка приурочены прежде всего к зонам дуговых глубинных разломов мегаморфоструктур. Так, район Станового хребта и система хребтов Янкан—Тукурингра, известные высокой сейсмической активностью [Николаев и др., 1978; и др.], располагаются в зоне стыка дуговых разломов окраин Амурской и Алданской мегаморфоструктур. Далее на восток эта же система дуговых разломов контролирует очертания берегов Охотского моря и Татарского пролива, где установлено широкое развитие сейсмодислокаций. Поэтому потенциально сейсмичными являются, вероятно, все зоны трансрегиональных окраинно-материковых дуговых разломов, а максимальные проявления сейсмичности будут, по-видимому, приурочены к наиболее благоприятным для этого участкам, прежде всего к зонам сочленения высокопорядковых

морфоструктур с контрастными движениями и высокой тектоно-магматической активностью в кайнозое. Космические снимки и построенные на их основе морфоструктурные карты и схемы могут помочь в довольно короткий срок выявить наиболее опасные в сейсмическом отношении регионы и тем самым способствовать решению этой важной в народнохозяйственном отношении проблемы.

Изложенные в этом разделе материалы затрагивают лишь часть из множества вопросов и проблем теретического и прикладного значения, которые возникли при исследовании окраинно-материковой морфоструктуры.

МОРФОСТРУКТУРЫ МОЛОДЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ КАМЧАТКИ

Своеобразие морфотектонического строения Камчатки определяется ее геотектонической позицией в месте торцового сочленения Курильской и Алеутской островодужных систем при более активном влиянии первой. Вулканогенные и тектоногенные морфоструктуры, сформированные на полуострове, продолжают в северо-восточном направлении структуры Курильской гряды. Однако в отличие от унаследованного, по крайней мере с начала олигоцена, пространственно закрепленного вулканизма в Большой Курильской вулканической цепи на Камчатке произошло расщепление, пространственное разделение оли-

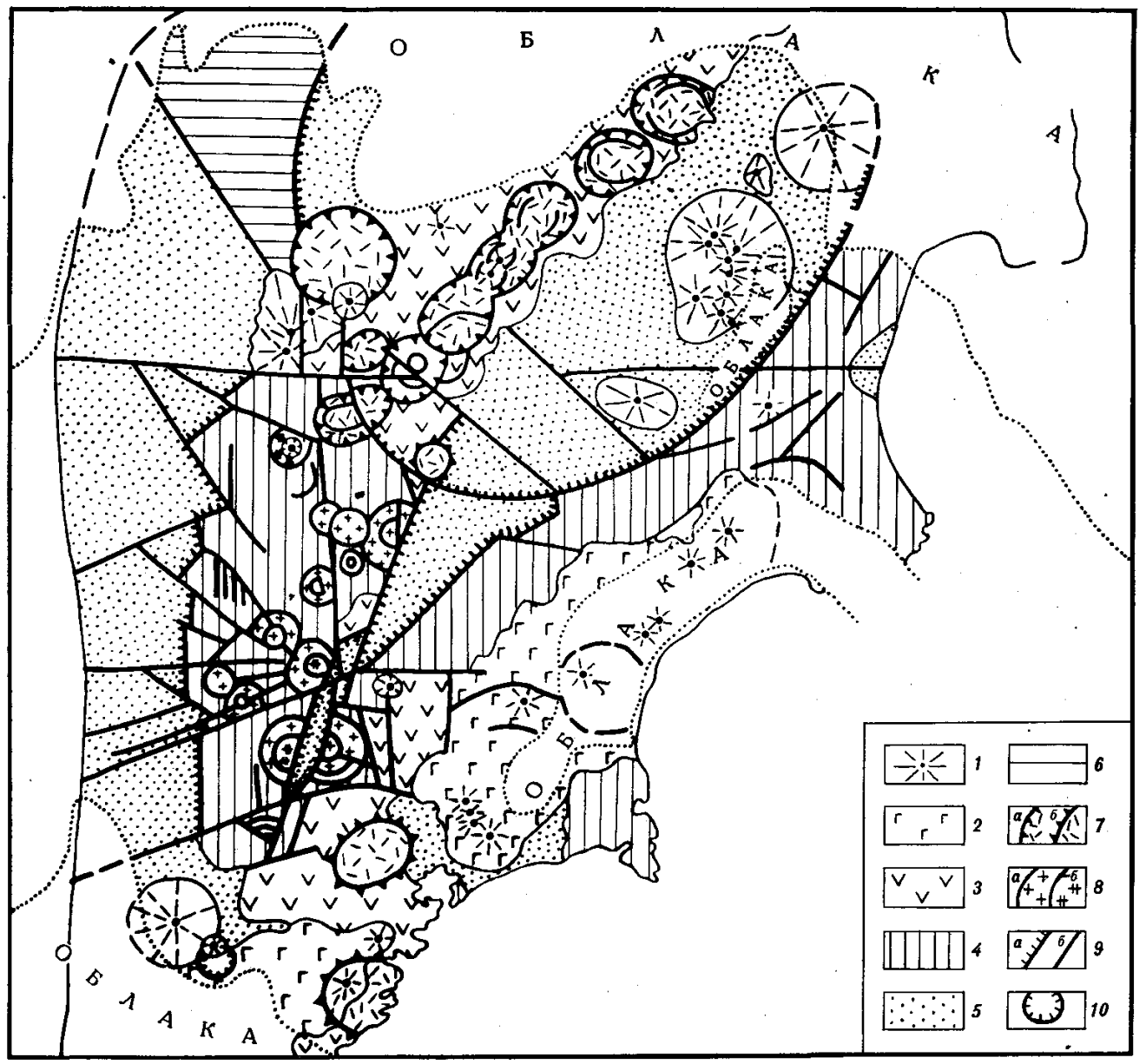


Рис. 68. Схема дешифрирования космического изображения, полученного со спутника «Метеор-29»

1 — четвертичные щитовые вулканы и стратовулканы; *2* — вулканиты Восточно-Камчатского пояса; *3* — вулканиты Центрально-Камчатского пояса; *4* — докайнозойские и мел-палеогеновые комплексы в основании вулканических поясов; *5* — рыхлые и слабо консолидированные отложения в депрессиях; *6* — район разобщенных выходов пород основания в Западно-Камчатской депрессии; *7* — вулкано-тектонические кольцевые структуры депрессионного (*а*) и купольного (*б*) типов; *8* — магмо-тектонические кольцевые структуры; *а* — ядра метаморфических куполов, *б* — корневые части вулкано-тектонических структур; *9* — разрывы, ограничивающие районы блоковых поднятий (*а*) и прочие (*б*); *10* — кальдера вулкана Опала

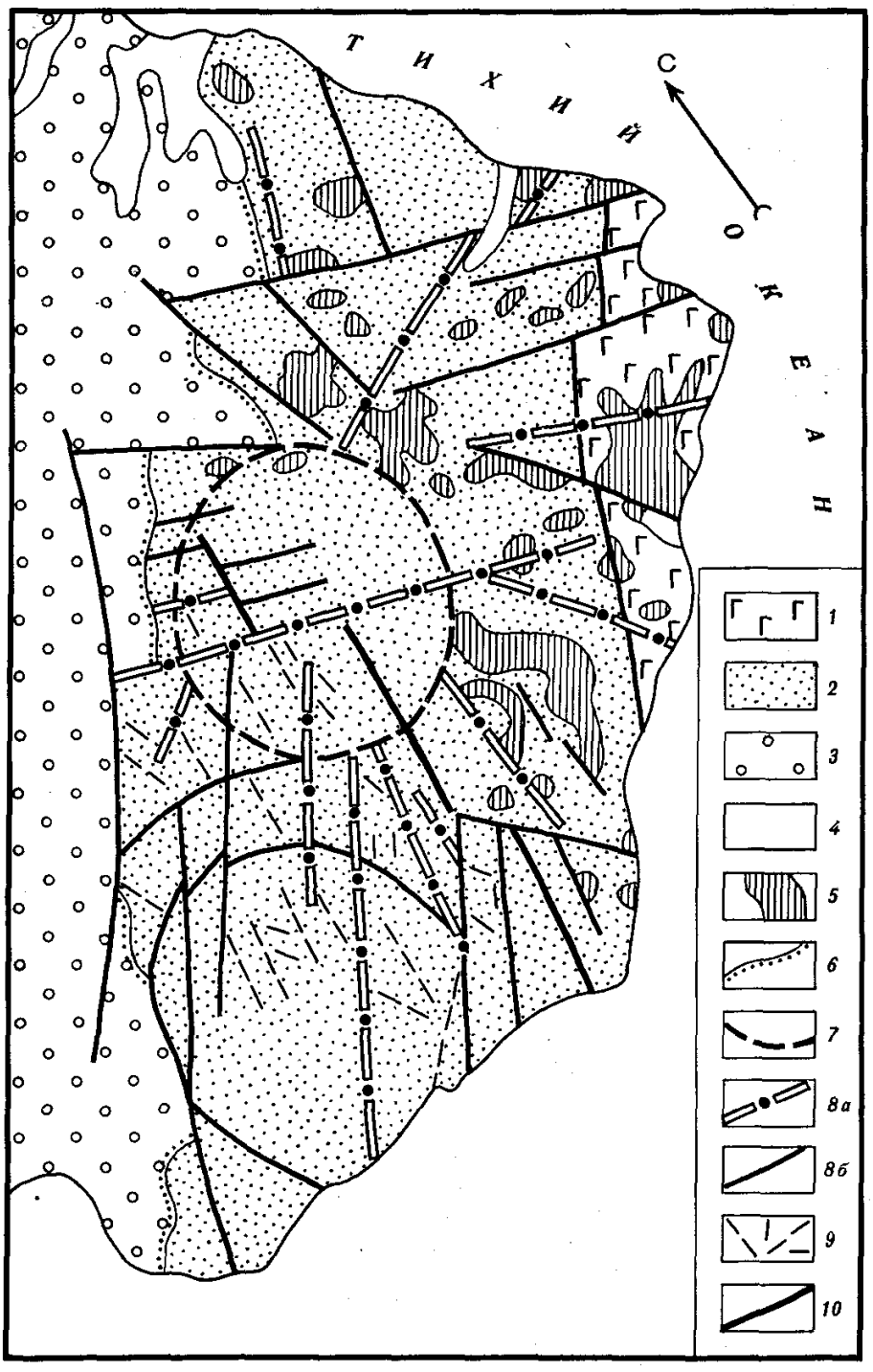


Рис. 69. Элементы блоково-купольного строения Кроноцкого полуострова по дешифрированию крупномасштабного космического снимка

1—5 — формации: *1* — меловая спилито-диабазо-сланцевая, *2* — позднемеловая — палеоценовая спилито-граувакковая, *3* — эоцен-олигоценовая флишоидно-граувакковая, *4* — рыхлые четвертичные отложения, *5* — массивы базитов и ультрабазитов; *6* — граница несогласного залегания; *7* — контур кольцевой морфоструктуры по дешифрированию космического изображения со спутника «Метеор»; *8* — радиальные (*а*) и прочие (*б*) разрывы; *9* — интенсивно трещиноватые породы; *10* — граница поднятого (восточного) и опущенного (западного) блоков

гоцен-четвертичных и плиоцен-четвертичных вулканитов, слагающих соответственно Центрально- и Восточно-Камчатский пояса. Влияние Алеутской островодужной системы выразилось в широком развитии разрывов поперечного северо-западного направления. Узлы их пересечений определяют размещение кольцевых вулкано-тектонических структур диаметром до 60 км, являющихся основными структурными элементами разновозрастных вулканических поясов Камчатки [Апрелков, Ежов, 1978].

Кольцевые образования в пределах вулканических поясов хорошо дешифрируются на космических снимках среднего и мелкого масштабов в виде округлых аномалий рисунка и тона фотоизображения, отвечающих геоморфологическим аномалиям над вулкано-тектоническими структурами. Так, на снимке со спутника «Метеор-29» отчетливо выявляется цепь кольцевых морфоструктур в средней части Центрально-Камчатского вулканического пояса (рис. 68). Эти же морфоструктуры дешифрируются практически на всех мелкомасштабных космических снимках.

Кольцевые морфоструктуры вулкано-тектонического происхождения были выделены до поступления в наше распоряжение космических материалов, и их использование в последующем помогло уточнить расположение и контуры морфоструктур.

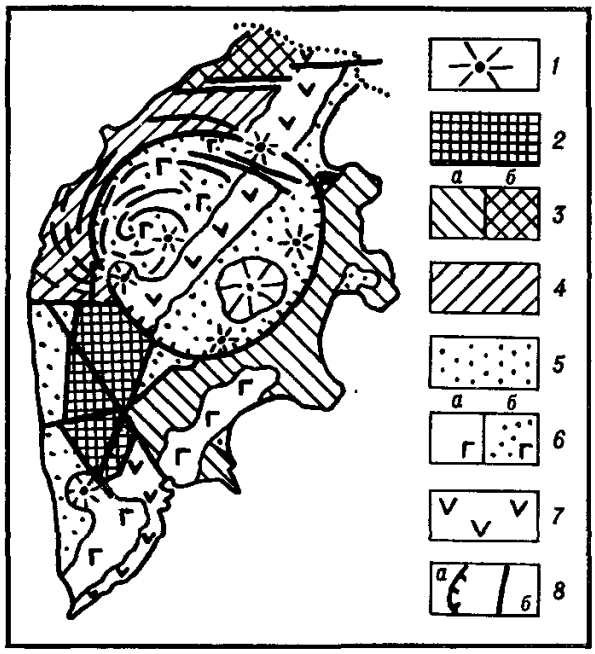


Рис. 70. Кольцевая депрессия Центральной Камчатки по космическим изображениям со спутников серии «Метеор»

1 — крупнейшие четвертичные вулканические постройки; *2* — выступы метаморфических пород; *3* — мезозойские и мел-палеогеновые комплексы Восточной Камчатки (*а*), меловые и палеогеновые образования Западной Камчатки (*б*), *4* — район близповерхностного залегания и разобщенных выходов меловых и палеогеновых пород; *5* — рыхлые отложения в депрессиях; *6* — Восточно-Камчатский вулканический пояс (*а*), плиоценовые и четвертичные вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения (*б*); *7* — Центрально-Камчатский вулканический пояс; *8* — разрывы, ограничивающие кольцевую Центрально-Камчатскую депрессию (*а*) и прочие (*б*)

Новая информация, полученная при дешифрировании космических снимков, благодаря интегрированному отображению на них элементов морфоструктуры касается главным образом выявления морфоструктур центрального типа неизвестных ранее размеров и, судя по слагающим комплексам пород, новых генетических типов. К таким морфоструктурам относятся следующие: 1) кольцевые образования диаметром 12—30 км (наиболее распространенные — диаметрами около 16 км) на площади выходов наиболее древних метаморфических пород на юге Срединного хребта; 2) крупные купольные морфоструктуры на восточных полуостровах Камчатки и крупнейший на Камчатке купол диаметром около 100 км, объединяющий линейно-блоковые морфоструктуры на юге Срединного хребта, в Ганальском и Валагинском хребтах, в строении которых значительное участие принимают мезозойские и более древние породы; 3) крупнейшая на Камчатке кольцевая депрессия (размеры 260 × 320 км) в центральной части полуострова; 4) вихревая система линеаментов в западной части упомянутой депрессии.

О существовании структур центрального типа на площади метаморфических и метаморфизованных пород в Срединном хребте Камчатки было известно ранее. Выделены центры позднемелового вулканизма в южной части хребта [Байков, 1970], описана Хангарская кольцевая вулкано-тектоническая структура [Кутыев и др., 1976] с одноименным вулканом в апикальной части. Однако эти образования, выделенные по структурно-вещественным признакам, рассматривались скорее как исключение в общей складчато-глыбовой структуре метаморфид. Дешифрирование космических снимков со спутников «Метеор» позволило выявить здесь чрезвычайно широкое развитие кольцевых морфоструктур различных генетических типов и их значительную роль в строении выступов пород основания вулканических поясов.

Наиболее мелкие из подобных морфоструктур сконцентрированы в пределах Срединного выступа метаморфид. Вероятно, большинство из них являются магмо-тектоническими ядрами метаморфических куполов. Кольцевые морфоструктуры тех же размеров и более крупные (до 30 км в поперечнике), развитые на площади метаморфизованных мезозойских отложений, обрамляющих выступ метаморфид, представляют собой магмо-тектонические купола. В контурах некоторых из них локализованы отдельные выходы сохранившихся от размыва кайнозойских вулканитов, поэтому такие морфоструктуры можно считать корневыми частями глубоко эродированных вулкано-тектонических структур (см. рис. 68).

На изображениях более мелкого масштаба по концентрическому расположению удлиненных положительных и отрицательных блоковых морфоструктур и по радиально-концентрической системе разрывов выделена купольная морфоструктура диаметром около 100 км. Такие крупные блоковые морфоструктуры, как Ганальский горст, южное окончание Срединного выступа метаморфизованных пород, Быстринский грабен и юго-западное окончание депрессии р. Камчатки, образуют секторы этого куполовидного поднятия.

Кольцевые купольные морфоструктуры меньших диаметров (до 50 км) дешифрируются на восточных полуостровах Шипунском и Кроноцком. Их образование, возможно, связано с внедрением базитов и гипербазитов. Однако взаимное расположение фрагментов кольцевой морфоструктуры на Кроноцком полуострове и базит-гипербазитовых мас-

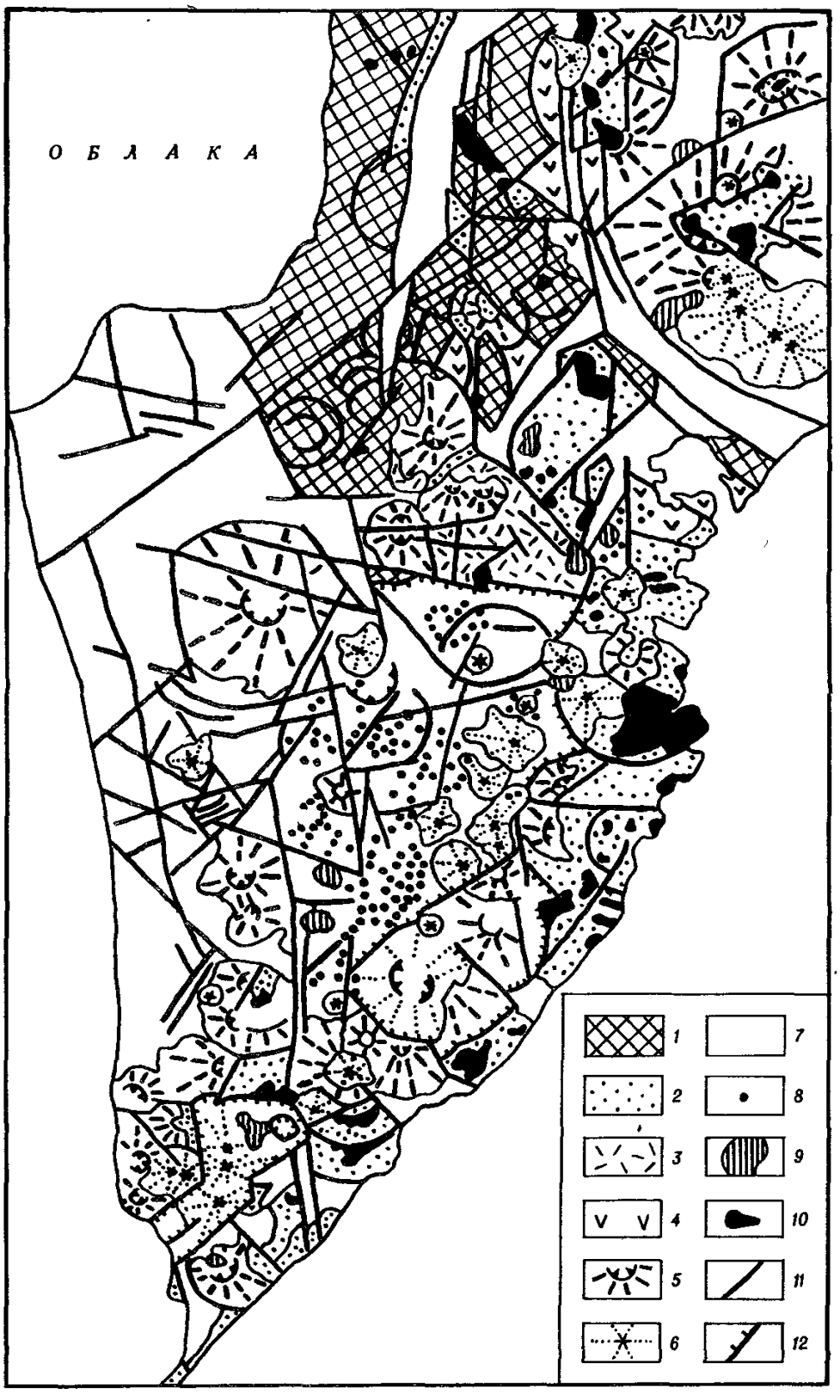


Рис. 71. Схема вулкано-тектонических структур Южной Камчатки

1 — мезозойские отложения; *2* — олигоценовые вулканиты и вулканогенно-осадочные отложения; *3* — миоценовые вулканиты, *4* — позднемиоцен-плиоценовые вулканиты, *5* — эродированные кальдеры и склоны плиоцен-раннечетвертичных вулканов; *6* — четвертичные стратовулканы; *7* — рыхлые четвертичные отложения; *8* — проявления ареального вулканизма; *9* — субвулканические тела, *10* — миоценовые интрузии гранитоидов; *11* — разрывные нарушения; *12* — границы четвертичных вулкано-тектонических депрессий

сивов (рис. 69) указывает на более молодой возраст радиально-концентрических разрывов. Скорее всего, они являются элементами криптоморфоструктуры с не достигшими поверхности интрузивными телами кайнозойского возраста.

При дешифрировании космических снимков «Метеор» выделена крупнейшая кольцевая депрессия Камчатки (рис. 70; см. рис. 68). Восточное и юго-восточное обрамления депрессии сложены меловыми и мел-палеогеновыми породами Восточно-Камчатского хребта, юго-западный и северо-западный борта представлены образованиями Срединного и Хавывенского метаморфических выступов, а западная периферия — меловыми и мелпалеогеновыми комплексами Западной Камчатки. Депрессия выполнена олигоцен-четвертичными вулканитами, вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями. Вулканиты сконцентрированы главным образом в полосе северо-восточного простирания, проходящей через центр кольцевой структуры, а отдельные группы четвертичных вулка-

нов и плиоцен-четвертичные осадочные отложения распространены по обе стороны от «вулканической оси» депрессии.

В северо-западной половине рассматриваемой структуры на мелкомасштабных снимках хорошо просматривается спиральная (вихревая) система линеаментов. Их форма наиболее соответствует эвольвенте окружности или логарифмической спирали. Центр вихревой морфоструктуры (начало раскручивания спиралей) находится в районе вулканов Чинейкей и Уксичан, раскручивание идет по часовой стрелке. В этом же направлении вдоль спиралей наблюдается омоложение нижней возрастной границы вулканогенных образований — от олигоцен-миоценовой в узловом районе вихря до раннечетвертичной на окончании спиралей вблизи вулкана Шивелуч. Отдельные спирали, начиная раскручиваться внутри контура кольцевой депрессии, выходят за ее пределы. Тем не менее генетическая связь между вихревой и кольцевой морфоструктурами кажется весьма вероятной.

Достаточно детальными и вместе с тем достаточно обзорными, генерализирующими материалами представляются космические снимки среднего масштаба. Их дешифрирование позволило на площади Южной Камчатки выявить значительное количество линейных и кольцевых разрывных нарушений, уточнить блоковое строение территории, оконтурить палеовулканические сооружения (рис. 71). Взаимоотношения разновозрастных вулканов, реликтов вулканических построек с остатками древних вулкано-тектонических структур указывают на значительную переработку кольцевых олигоцен-миоценовых образований в плиоцен-четвертичное время. Четвертичные стратовулканы, широко распространенные шлаковые конусы в пределах полей ареального голоценового вулканизма выполняют линейные и кольцевые наложенные депрессии.

В целом использование космических снимков позволило наряду с уточнением и детализацией системы линейных морфоструктур выявить весьма широкое распространение образований центрального типа. Вероятно, роль центральных морфоструктур в геологическом строении региона не меньшая, чем складчатых и линейно-блоковых. Весьма интересно выявление нового для Камчатки типа морфоструктур — вихревой морфоструктуры с четко выраженными элементами внутреннего строения и определенной пространственной связью с кольцевой вулкано-тектонической депрессией. Предположение о существовании генетических связей между ними кажется перспективным для установления закономерностей формирования глубинных элементов кольцевых морфоструктур.

Глава 11

НОВЕЙШИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА ШЕЛЬФЕ

Космическую информацию о новейших и современных геологических процессах в пределах шельфа получают путем визуальных наблюдений с пилотируемых космических кораблей или же в результате анализа изображений морского дна и поверхности воды на материалах различных космических съемок.

Визуальные наблюдения с космических кораблей представляет несомненную ценность, особенно если они будут осуществляться специалистами — геологами, геоморфологами или ландшафтоведами. Из космического пространства, как и при аэровизуальном осмотре поверхности Земли, видны объекты поверхности в их естественных цветах, при этом всегда могут быть учтены природные условия, при которых выполнялись наблюдения. Эти условия значительно влияют на облик объектов, в то же время они слабо учитываются при дешифрировании изображения на различных материалах космических съемок.

ДЕШИФРИРОВАНИЕ ИЗОБРАЖЕНИЙ ОБЪЕКТОВ МОРСКОГО ДНА

Опыт аэрофотосъемки морского дна свидетельствует о том, что современные технические средства при оптимальных природных условиях позволяют получать изображения морского дна при глубинах моря, превышающих на 20—25% прозрачность воды, измеренную стандартным белым диском Коцебу—Секки. Это значит, что при наибольшей известной прозрачности воды в океане в 66 м (Саргассово море) подводные объекты могут отобра-

зиться при глубинах моря до 80—85 м. Обычно же в зависимости от прозрачности воды, резко изменяющейся в различных видах, аэрофотоизображение морского дна получается при глубинах моря от нескольких метров до 20—25 м и реже бо́льших.

При съемке из космического пространства, по-видимому, можно получить изображение морского дна при глубинах моря несколько больших, чем при аэрофотосъемках. Это объясняется следующими обстоятельствами:

1) отраженные от дна лучи света, строящие изображение на большей части космического снимка, проходят по толще воды меньший путь, чем лучи, формирующие аэрофотоизображение той же площади; 2) космическая съемка выполняется вне атмосферы, которая поэтому играет роль природного светофильтра; 3) при съемке из космоса отсутствует вибрация, мешающая съемкам с самолета; 4) движение по космической орбите может быть рассчитано таким образом, чтобы экспозиция при съемках акваторий выполнялась при наибольшей освещенности моря.

Тем не менее трудно ожидать, что максимальная глубина моря, при которой можно получить изображение дна из космоса, будет значительно превышать соответствующий предел для аэросъемки. По-видимому, даже при оптимальной прозрачности воды это будет глубина 100—120 м. Имеющиеся в литературе указания, согласно которым на космических снимках отображается морское дно на глубинах во многие сотни или даже тысячи метров, сомнительны. Вероятно, в этих случаях изображения объектов поверхности моря принимаются за изображение дна. Более или менее достоверные изображения дна на космических снимках получены при глубинах моря 70—90 м.

Несмотря на ограниченные глубины моря, при которых можно получать изображения дна, материалы космических съемок имеют значительное научное и практическое значение при геологическом изучении шельфа. На материалах съемок из космоса, как и на материалах аэросъемок, отображается дно прибрежного мелководья (внутреннего шельфа), которое из-за недоступности для судов, выполняющих геологические исследования, считается «мертвой зоной» при изучении шельфов. В то же время без знания геологического строения этой зоны не представляется возможным достоверно увязать данные, получаемые при геологических работах на внешнем шельфе, со строением суши.

Кроме того, на космических снимках отображается дно мелководных банок и поверхность островов. Данные камерального и полевого геологического дешифрирования их изображений могут быть экстраполированы на остальные части шельфа или же могут помочь целесообразно спланировать полевые геологические работы.

Имеющийся опыт геологического дешифрирования космических снимков свидетельствует о значительных возможностях их использования при изучении геологических процессов и особенностей геологического строения морских шельфов.

Дешифрирование изображений объектов морского дна на космических снимках в принципе не отличается от дешифрирования изображения на аэроснимках. Своеобразие заключается только в том, что на космических снимках одновременно отражаются обширные площади акватории и вследствие мелких масштабов происходит генерализация изображений, в результате которой отражаются только наиболее крупные геологические и геоморфологические объекты. Тем не менее на космических снимках крупного и среднего масштабов хорошо отражаются формы рельефа дна. Анализ изображений последних позволяет выделить аккумулятивные и абразионно-скульптурные образования и тем самым установить участки дна, сложенные древними сцементированными породами или молодыми рыхлыми отложениями. В некоторых случаях, как и при дешифрировании изображений на аэроснимках, удается установить признаки дешифрирования, позволяющие судить о вещественном составе древних пород и их относительном геологическом возрасте. Это дает возможность использовать космические снимки для изучения рельефа дна и его генезиса, а также геологического и геоморфологического строения отдельных площадей шельфа.

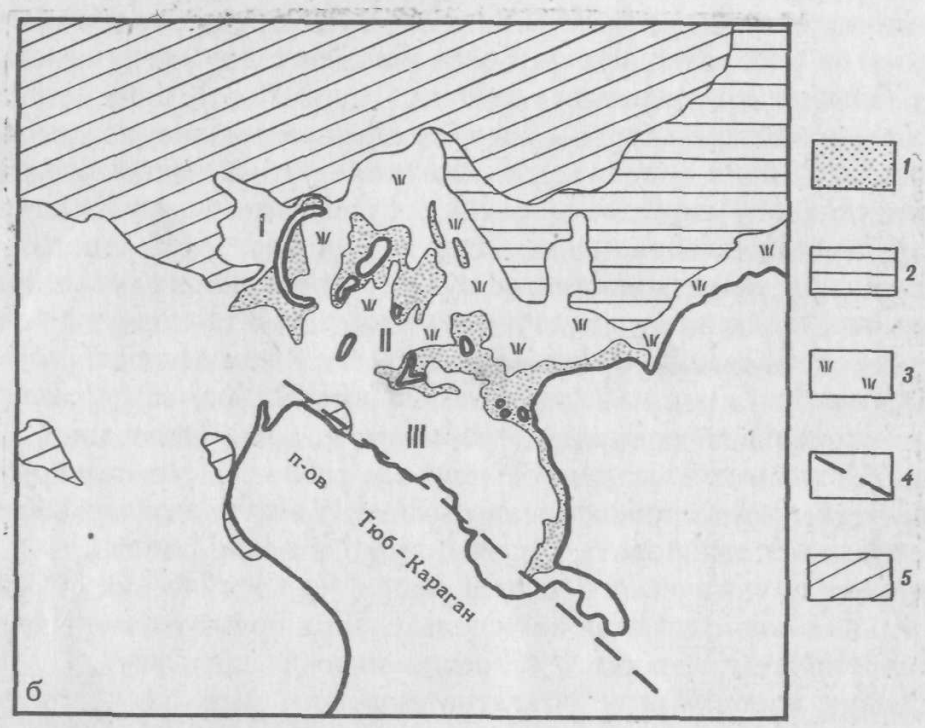
Особое значение геологическое дешифрирование изображений дна на космических снимках может иметь для изучения новейших и современных дифференцированных тектонических движений. Гидродинамические процессы (волны, течения) по-разному воздействуют на участки дна, приуроченные к растущим антиклинальным и синклинальным структурам. В пределах растущих антиклинальных структур морское дно испытывает энергичное воздействие гидродинамических процессов, вызывающее интенсивную абразию и снос рыхлого материала за пределы структур. На таких участках дна нередко наблюдаются положительные формы рельефа, обнажения и подводные гряды, сложенные древними сцементированными породами, трудно поддающимися абразии, а также затопленные в процессе послеледниковой трансгрессии, ныне погребенные или полупогребен-



Рис. 72. Космический снимок северо-восточной прибрежной акватории Каспийского моря, полученный с космического корабля «Союз-12» (*а*), и схема дешифрирования этого снимка (*б*)

1 — песчаные мели; *2* — мутная вода на мелководье; *3* — заросли морской травы; *4* — линеамент; *5* — облачный покров

I — о-в Кулалы; II — мелкие острова Тюленьего архипелага; III — Мангышлакская бороздина



ные бывшие речные долины. На площадях синклинальных структур, испытывающих погружение, наблюдается преобладание аккумуляции и выравнивание рельефа дна.

Особенности строения дна на участках антиклинальных и синклинальных складок могут быть установлены при анализе изображений на космических снимках. Таким образом, дешифрирование космических изображений допускает возможность предварительного выявления антиклинальных складок, являющихся одним из критериев возможного наличия морских нефтегазоносных залежей.

Растущие антиклинальные структуры, приуроченные к акваториям, характеризующимся развитием на дне мощных рыхлых отложений, в соответствии с существующими в настоящее время представлениями индицируются наличием подводных и надводных баров [Никифоров, 1977]. Особое значение имеют полукольцевые бары, которые, по-видимому, следует считать прямыми индикаторами растущих антиклиналей.

В качестве примера можно привести известный космический снимок северо-восточной акватории Каспийского моря с изображением архипелага Тюленьих островов и схему его дешифрирования (рис. 72). На этом снимке обращает на себя внимание о-в Куллалы, имеющий полукольцевую форму, который можно рассматривать как признак растущей антиклинали. Обнаруженные на космических снимках подобные подводные и надводные аккумулятивные формы (бары) могут служить одним из критериев для предварительной оценки целесообразности постановки здесь поисковых и поисково-разведочных работ на нефтегазоносные залежи.

На снимке юго-восточной части Каспийского моря, полученном с космического корабля «Союз-4», в пределах Туркменского залива и примыкающих к нему акваторий были отдешифрированы контуры структур, напоминающих брахиантиклинали. Сравнение этих

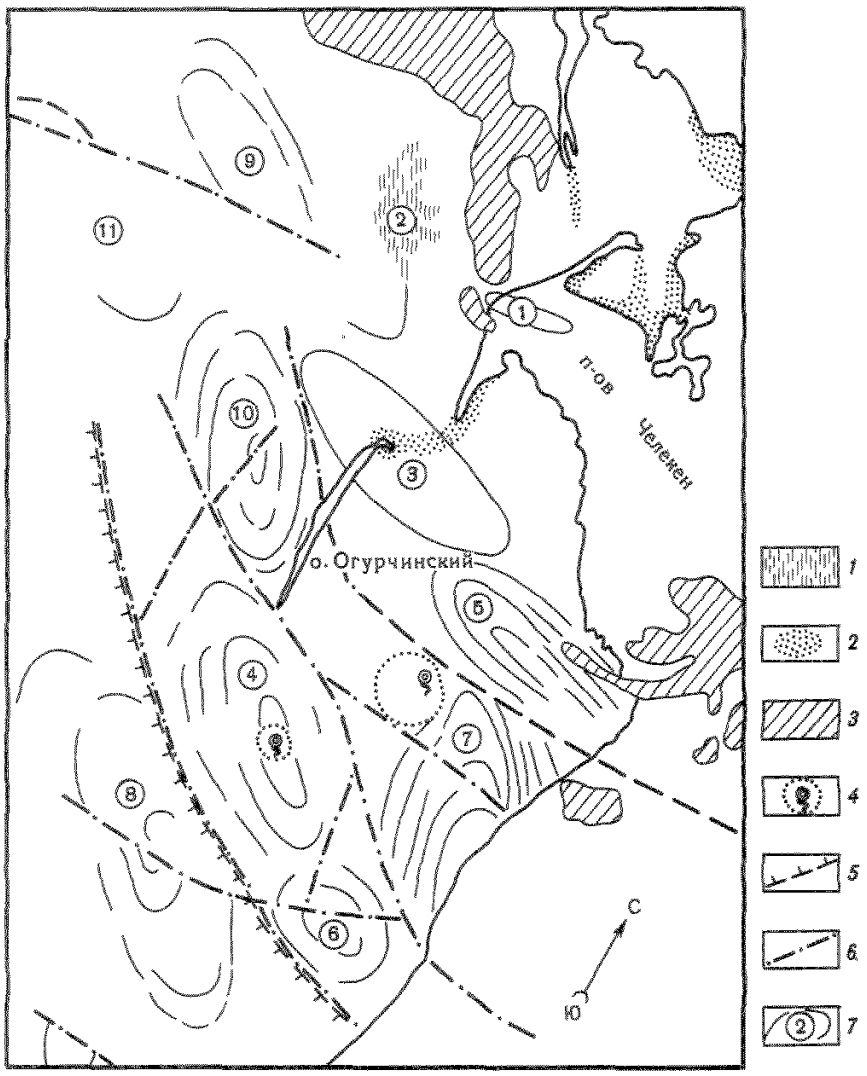


Рис. 73. Схема дешифрирования космического снимка юго-восточной прибрежной акватории Каспийского моря, полученного с орбитальной станции «Салют-4»

1 — мутная вода; *2* — песчаные мели; *3* — облака; *4* — грязевые вулканы; *5* — граница между мелководным участком и глубоководной частью шельфа; *6* — предполагаемые разрывные нарушения; *7* — антиклинальные структуры (цифры в кружках): 1 — Челекенская, 2 — банки Джанова, 3 — Огурчинская, 4 — Южно-Огурчинская, 5 — Западно-Эрдеклинская, 6 — Новая (Западно-Кардашлинская), 7 — Прибрежная (Восточно-Эрдеклинская), 8 — банки Ульского, 9 — антиклиналь ЛАЭМ, 10 — Северо-Огурчинская (впервые выделена), 11 — антиклиналь Обручева

контуров со схемами расположения антиклинальных структур, выявленных сейсморазведочными работами, показало совпадение большинства отдешифрированных контуров с уже известными структурами. Это подтверждает возможность достоверного выявления антиклиналей морского дна по космическим снимкам. Дешифрирование космических снимков позволило более точно определить положение, ориентировку и размеры уже известных антиклинальных структур. Кроме того, в процессе дешифрирования этого космического снимка отмечены контуры неизвестной ранее по данным сейсморазведки крупной антиклинальной структуры, а также намечен ряд дизъюнктивных нарушений и предположительно подводных грязевых вулканов (рис. 73).

Кроме использования космических снимков для выявления антиклинальных складок, анализ изображений дает и другую информацию. В результате дешифрирования многозональных космических снимков северо-восточной части Каспийского моря, полученных космонавтами В. Г. Лазаревым и О. Н. Макаровым с космического корабля «Союз-12», В. И. Кравцова и С. Ю. Антонова [1974] составили ландшафтную схему морского дна. На этой схеме выделены подводные природно-территориальные комплексы, в пределах которых показаны различные типы рельефа, современные морские отложения, обнажения коренных пород, подводная растительность и т. д.

Существенную информацию о строении дна можно снять с космических снимков Багамской банки, полученных в 1969 г. с корабля «Аполлон-9». На этих снимках четко отражены острова, подводное Багамское плато с насаженными аккумулятивными формами, подводная растительность, а также глубоководный Старый Багамский канал, отделяющий северный шельф о-ва Куба от Багамского плато и осложняющий плато «Язык Океана». Дешифрирование космического снимка, охватывающего южную часть Багамской банки, Старый Багамский канал и северную часть шельфа о-ва Куба, выполненное А. Г. Рябухиным [1974], позволило выявить не только отмеченные выше объекты,

но и широкую сеть линеаментов, часть которых совпала с разломами, выделенными на основе сейсморазведочных работ. Глубоководный Старый Багамский канал и «Язык Океана», четко отобразившиеся на космических снимках, являются крупными грабенами, границы которых можно сравнительно точно провести по их изображениям.

Приведенные примеры показывают, что в случае хорошего изображения морского дна из космических снимков представляется возможным получить обширную географическую и геологическую информацию, необходимую для изучения новейших и современных геологических процессов и выявления особенностей геолого-структурного строения дна. К сожалению, изображение морского дна на снимках можно получить только для прибрежных частей континентов и островов, а также для отдельных банок. Для основной же части морей и океанов на снимке получается изображение только поверхности воды. Однако в некоторых случаях объекты приповерхностной толщи воды и поверхности моря бывают связаны с геолого-геоморфологическим строением морского дна и процессами, протекающими в его недрах, поэтому некоторая геологическая информация о дне шельфа может быть получена по косвенным признакам дешифрирования.

ДЕШИФРИРОВАНИЕ ОБЪЕКТОВ ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ТОЛЩИ ВОДЫ И ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ

Ряд фактов несомненно указывает на зависимость некоторых объектов и явлений на поверхности и в приповерхностном слое воды морей и океанов от рельефа дна и процессов, протекащих в его недрах. Следует, однако, отметить, что специально выполненные исследования по изучению этих зависимостей отсутствуют. Первые наметки в этом плане сделаны в статьях В. В. Шаркова и З. И. Гурьевой [1976; Шарков, 1979].

К числу объектов, отображающихся непосредственно на космических фотографиях, телевизионных и сканерных снимках или оказывающих влияние на оптические свойства водной толщи, а следовательно, и на плотность изображения, можно отнести те, которые предопределяются процессами, протекающими в недрах морского дна, индицируя его геомофологическое строение.

Космические изображения объектов и явлений, индицирующих процессы в недрах дна. Космические изображения могут регистрировать на поверхности моря или в толще воды следы проявлений вулканических извержений, извержений грязевых вулканов, наличия мощных разгрузок на дне подземных пресных, ювенильных и термальных вод, выделения из недр дна нефти и газа, а также возможного влияния крупных разломов на лед.

Индикаторы подводных вулканических извержений многочисленны. Извержения могут проявиться в виде: изменения оптических свойств воды за счет выбросов пеплового материала; наличия локальных участков бурлящей воды или сильного и неправильного волнения среди спокойной поверхности моря; выбросов пепла, дыма и выделения паров над поверхностью воды; скопления плавающих обломков пемзы, а иногда и образования временных или постоянных вулканических островов.

Индикаторы подводных грязевулканических извержений несколько иные: небольшие фонтаны, грифоны, выделения газов, вспенивающих воду, помутнение воды за счет выброса пелитового материала, а иногда и горящие факелы углеводородных газов. Нередко образуются также временные или постоянно существующие острова.

Индикаторы разгрузки подземных пресных, термальных и ювенильных вод при спокойной поверхности моря — это участки бурлящей воды, а при волнении — участки относительно гладкой воды. Иногда образуются участки более прозрачной воды.

Индикаторы возможных залежей нефти и газа — это пятна нефти, постоянно появляющиеся в одних и тех же пунктах поверхности моря, и извержения газа, обычно вспенивающие воду.

Индикаторы зон дизъюнктивной тектонической активности изучены пока плохо. Одним из таких индикаторов, по-видимому, могут являться зоны дробления льда, что отмечалось, например, на оз. Байкал [Кренделев, 1978]. На Байкале эти зоны наблюдаются в одних и тех же местах; они вытянуты в определенных направлениях и характеризуются наличием нерпичьих лунок пропаривания. Сопоставление зон с размещением термальных источников, эпицентрами землетрясений и изменением газового состава пузырьков воздуха во льду позволило предполагать возможную зависимость вспарывания ледяного покрова оз. Байкал от микросейсмических явлений и подъема газовых потоков вдоль вытянутых областей дизъюнктивной тектонической активности. Такие зоны дробления льдов могут наблюдаться и в других бассейнах, особенно в пределах припайных льдов; предположительно их можно связывать с тектонической нарушенностью дна.

Космические изображения объектов и явлений, индицирующих рельеф дна. *Волны* чутко реагируют на положительные формы рельефа дна, находящиеся на глубинах, меньших $^1/_2$ длины волны. В этом случае волны испытывают деформацию, а именно уменьшение длины с увеличением высоты и скорости. Такая деформация волн может отразиться на аэрофотоснимках, и тогда по изменению характера фотоизображения взволнованной поверхности моря можно устанавливать положительные формы рельефа дна. Например, Ю. М. Шокальский [1959, с. 277] отмечает, что «даже на таких больших глубинах, какие имеются на подводном пороге Уайвилла—Томсона, между Фарерскими островами и Шотландией, т. е. при глубинах 400—500 м, замечалось укорачивание волн».

В прибрежных частях моря по изменению характера взволнованной поверхности можно выявить подводные долины, в пределах которых во время шторма волны испытывают меньшую деформацию по сравнению с мелководными участками, разделяющими подводные долины.

Разрушение волн наблюдается при уменьшении глубины моря примерно до $^3/_4$ высоты волны. При разрушении волн возникают буруны и образуется аэрированная (пенистая) зона, хорошо отражающаяся на аэроснимках. Особенно энергичное разрушение волн происходит над препятствиями. Именно по фотоснимкам бурунов можно устанавливать наличие и количество подводных валов, подводных гряд, камней и скал, мелей и т. д. Так, буруны наблюдались у берегов Сирии над подводными скалами при глубинах моря до 84 м [Применение..., 1963].

Рефракция волн хорошо отображается на аэрофотоснимках. По снимкам можно выявлять углы подхода волн к берегу, измерять длину волн, а при известных условиях устанавливать крутизну их склонов и даже скорость распространения. Последняя определяется как отношение смещения характерных точек волн на смежных снимках (смещения, определяемого относительно неподвижных ориентиров на берегу или в море) к промежуткам времени между смежными экспозициями.

Зная длину λ и скорость V волн в определенной точке, можно определить и глубину H моря в данной точке. Для этого используется формула Стокса

$$V^2 = \frac{g\lambda}{2\pi} th \frac{2\pi H}{\lambda},$$

где g — ускорение силы тяжести. Кроме того, по изгибам рефракционных волн выявляются элементы рельефа подводного берегового склона — ложбины, повышения и т. д.

Апвеллинги, т. е. подъем глубинных вод к поверхности моря, в открытых частях морей и океанов нередко проявляются над банками, подводными горами и хребтами [1]. Как отмечалось выше, поднимающиеся со дна воды предопределяют пышное развитие планктона и изменение оптических свойств воды. Внимательный анализ аэрофотографических и космических снимков позволяет выявить локальные изменения тона изображений, по которым можно судить о рельефе дна.

Мутные воды возникают после штормового волнения на мелководье и хорошо отражаются на аэрофотоснимках. Систематическое возобновление мутной воды, наблюдающееся иногда далеко от берега в виде изолированных площадей, может свидетельствовать о наличии подводных песчаных банок. Таким образом, взмученная вода маркирует мелководную зону у песчаных и илистых берегов, а также песчано-илистые банки, значительно удаленные от берега.

Выносы мутной воды реками иногда происходят вдоль подводных долин и тем самым фиксируют продолжение последних в море.

Существуют объекты и явления, отражающиеся на космических снимках, но не связанные со строением морского дна и с процессами, протекающими в недрах. К ним относятся поверхностные течения, определяющие разную окраску воды, внутренние волны, а также явления, связанные с циркуляциями Ленгмюра, различными океаническими «фронтами», конвекционными структурами и т. д. В будущем необходимо научиться отличать изображения этих явлений от изображений «полезных» поверхностных объектов.

---

[1] Апвеллинги могут быть вызваны и ветровым сгоном вод от берега, и расходящимися течениями, возникать у подветренных сторон островов и т. д. Однако в открытом море, если нет дивергирующих течений, они, как правило, связаны с формами рельефа дна.

КОСМИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ, НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И РЕЛЬЕФ

Материалы дешифрирования космических снимков дают обширную и разнообразную информацию о новейших и современных тектонических движениях, во многих случаях позволяют объективно судить об их направленности и интенсивности, их роли в формировании современного рельефа, об амплитудах смещения системами молодых разрывов гидрографической сети, складчатых структур, горных хребтов и блоков континентальной коры. Они убедительно показывают высокую мобильность литосферы и одновременно системность и взаимосвязанность большинства новейших и современных разрывных и пластических деформаций земной поверхности, показывают единство геодинамической картины Земли. На космических снимках с удивительной отчетливостью прослеживаются рифтовые зоны раскола и раздвигов континентальной коры, зоны крупных сдвигов, зоны сжатия и поддвигов, маркируемые системами горных хребтов, системы линеаментов, концентрические структуры различных размеров. Для понимания общих закономерностей размещения этих структур целесообразно начинать их изучение с глобальных космических снимков Земли (рис. 74), постепенно переходя ко все более крупномасштабным космическим снимкам.

Уже первое знакомство с глобальными и региональными космическими снимками показывает, что структуры горных хребтов, таких как Гималаи, Кордильеры, Анды, Альпы, Кавказ, Пиренеи, структуры плоскогорий, плато, островных дуг и складчатых поясов близки по форме к структурам облачного покрова, фиксируемым на снимках. В структурах облачного покрова можно найти достаточно полные аналоги почти всех хребтов и плоскогорий земных континентов; при этом структуры облачного покрова, как правило, имеют несколько более крупные размеры, чем системы аналогичных по форме хребтов континентов (часто в 2—2,5 раза). Иногда аналогии можно найти даже на одном и том же космическом снимке. Так, на глобальном космическом снимке Земли, полученном с метеорологического спутника «Метеосат» 15 мая 1979 г. (см. рис. 74), можно наблюдать большое сходство структуры облачного покрова над Северной Атлантикой с расположенной правее и имеющей вдвое меньшие размеры структурой Альп, Динарид и Северных Апеннин. Морфологическое сходство атмосферных и литосферных структур, вероятно, не случайно. Оно может отражать сходную динамику движений масс в процессе их формирования. Очевидно, что для понимания динамики процессов формирования горных сооружений важны обмен информацией между тектонистами и метеорологами и организация совместных работ по сравнительному анализу морфологических типов наблюдаемых структур, их систематизации и геодинамической интерпретации. Полезно также выделение и сравнительное изучение подобных друг другу форм разномасштабных структур на космо- и аэрофотоснимках разных уровней генерализации (от глобальных и региональных до детальных) и в натуре: в скальных выходах, обнажениях, образцах горных пород, на микрофотографиях шлифов, при изучении динамических моделей — искусственных и естественных.

Указанный путь исследования рельефа и ландшафтов земной поверхности, дешифрируемых на космических снимках, во многих случаях приводит к выявлению удивительного геодинамического единства структур поверхности значительных участков современных материков, единства движений, формировавших рельеф; позволяет установить прямую связь этих движений с закономерными перемещениями систем литосферных плит и блоков, из которых они состоят, с поворотами, наклонами, скучиванием этих блоков, подтягиванием их друг под друга или же, наоборот, с растяжением и разрывом. Космическая информация, обрабатываемая совместно с гипсометрическими данными и с учетом сейсмологических материалов и результатов гравиметрических съемок, позволяет переходить от тектоники литосферных плит к глобальному динамоморфологическому анализу рельефа, детально изучать внутриплитную тектонику. Большую роль в разработке методики изучения геодинамики новейших и современных тектонических движений сыграли работы В. Хоббса [Hobbs, 1904, 1911], Дж. Муди и С. Хилла [Moody, Hill, 1956], Г. Лаубшера [Laubscher, 1956], Н. Павони [Pavoni, 1961, 1962, 1979], Т. Кимура [Kimura, 1961, 1968], А. В. Пейве [Пейве и др., 1964; Пейве, 1967], В. С. Буртмана [1964], П. Молнара и П. Таппонье [Molnar, Tapponier, 1975, 1977, 1978], В. Г. Трифонова [1976б, 1980; Геологическое..., 1978], В. И. Макарова [1977], В. П. Уткина [1980] и др.

Значительная часть геодинамической информации может быть выявлена на космических снимках в процессе дешифрирования раздвиговых, сдвиговых и поддвиго-надвиговых зон, а также в процессе изучения новейших и современных систем вулканов и вулкано-плуточнических поясов, систем линеаментов, расколов и концентрических структур (рис. 75). При изучении систем разрывов и линеаментов целесообразно использовать такие введенные В. Хоббсом понятия, как «шаг разрывов» и «амплитуда шага разрывов» (среднее повторяющееся расстояние между равноценными по геологической значимости и по отчетливости выражения на космических снимках разрывами одинаковой ориентировки), «веер разрывов» (закономерно расходящиеся системы разрывов с приблизительно равными углами расхождения между соседними разрывами), «сетки разрывов» (пересечения двух или нескольких систем закономерно ориентированных разрывов). К местам пересечения разрывов, к узлам сеток, часто оказываются приуроченными рудные узлы и зоны оруденения. При изучении систем и сеток разрывов обязательно изучение характера вергентности разрывов и их геодинамической характеристики — раздвиговой, сдвиговой, поддвиговой или надвиговой природы разрывов. Материалы космических съемок во многих случаях позволяют отчетливо различать при дешифрировании систем разрывов зоны растяжения, сдвига, сжатия, образующие для Евразии единую геодинамическую общность [Шульц, 1975, 1976; Трифонов, 1976б, 1980; Molnar, Tapponier, 1975, 1977, 1978] и контролирующие размещение молодого неоген-четвертичного оруденения как в Альпийско-Гималайском складчатом поясе, так и в прилегающих к нему областях.

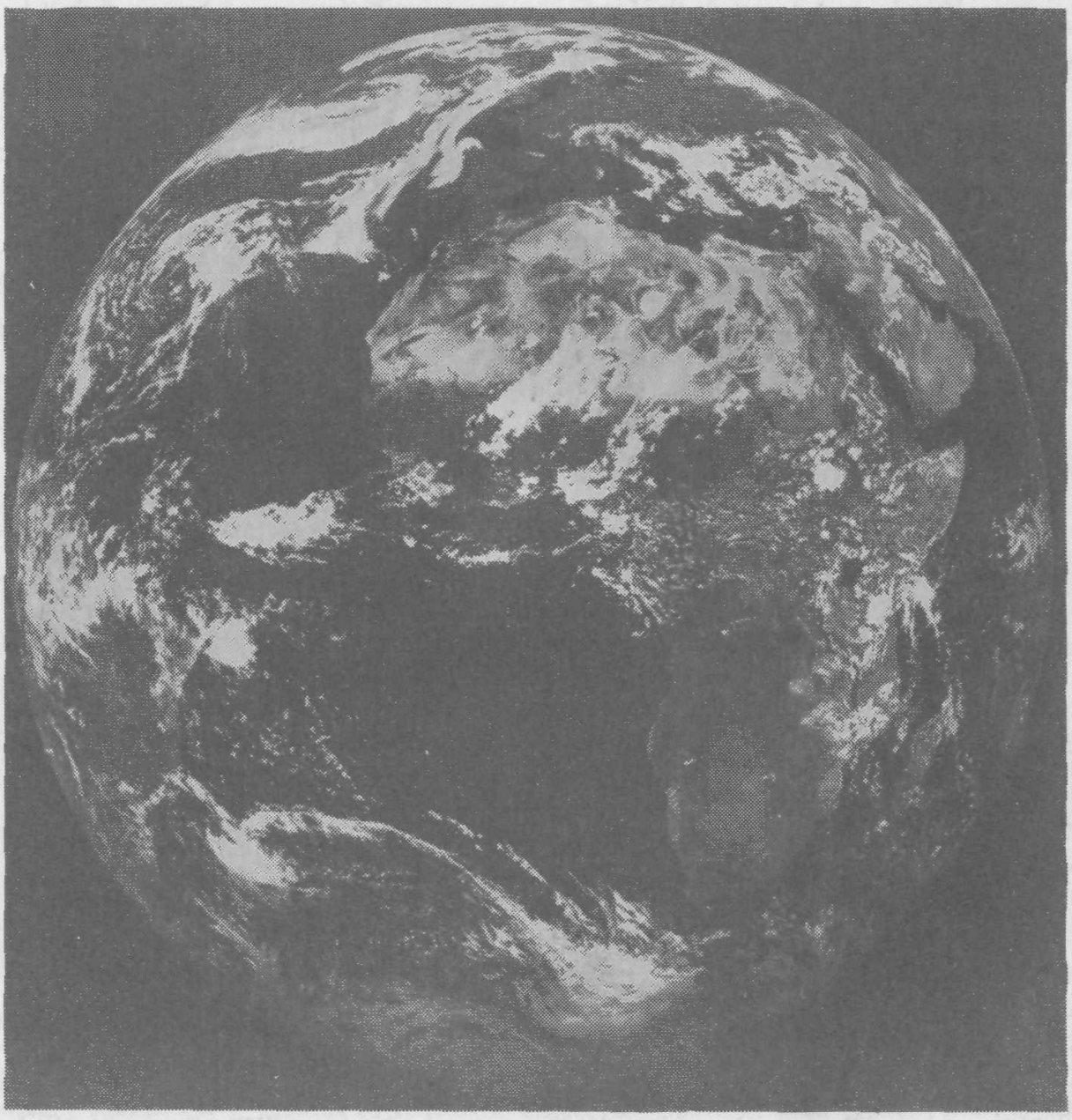


Рис. 74. Глобальный космический снимок Земли, полученный со спутника «Метеосат» 15 мая 1979 г.

На снимке отчетливо прослеживаются наметившийся раскол Африки по системе Великих Африканских рифтов, система разрывных структур, сходящихся в Южной Африке в районе бассейна Окаванго, системы линеаментов Северной Африки с местами пересечений в районах плато Тадемайт, Тассили-Аджер и нагорья Тибести, системы поддвиговых структур Эр-Рифа, Телль-Атласа и Высокого Атласа в Северо-Западной Африке, раздвиговые структуры Красного моря и Аденского залива и треугольник Афар — участок раздвиговой зоны, заполненный плиоцен-четвертичными излияниями базальтовых лав

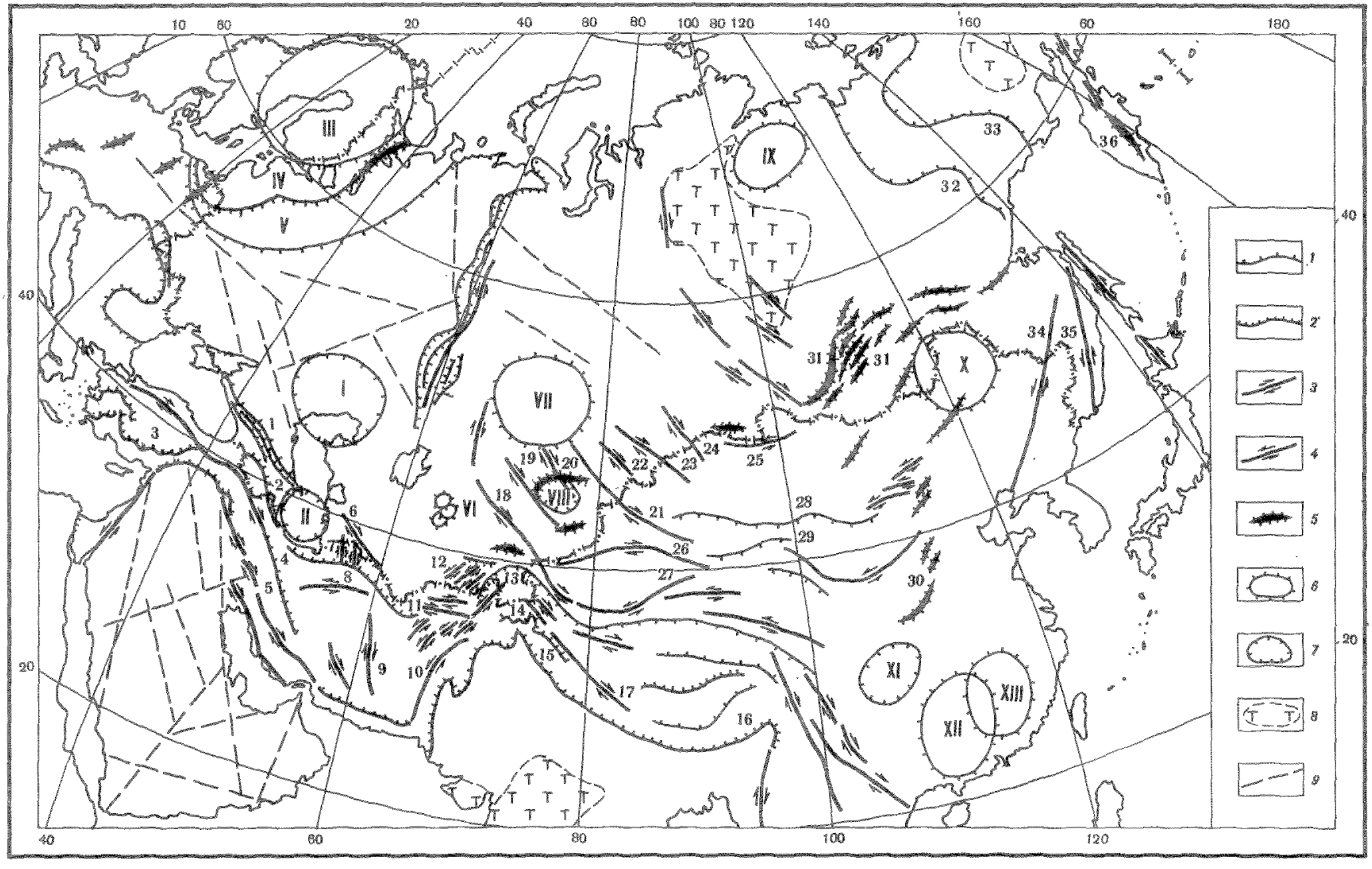

10 60 20 40 80 80 100 80 120 140 160 60 180
40
20
40 60 80 100 120
I II III IV V VI VII VIII IX X XI XII XIII
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 31 32 33 34 35 36
1
2
3
4
5
6
7
8
9

Рис. 75. Схема новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии. Составлена по данным дешифрирования глобальных и региональных космических снимков с использованием материалов В. И. Макарова, П. Молнара, А. А. Никонова, Н. Павони, П. Таппонье, В. Г. Трифонова и др.

1 — шарьяжи; *2* — пологие поддвиги; *3* — правые сдвиги; *4* — левые сдвиги; *5* — главнейшие раздвиговые зоны; *6* — концентрические сводовые поднятия; *7* — концентрические депрессии; *8* — области трапповых полей; *9* — линеаменты

Цифрами на схеме обозначены: 1 — главный надвиг (поддвиг) Большого Кавказского хребта; 2 — главный надвиг (поддвиг) Малого Кавказа; 3 — шарьяжи Центрального и Восточного Тавра; 4 — Центрально-Иранский взбросо-сдвиг; 5 — Главный надвиг (поддвиг) Загроса; 6 — Копетдагский сдвиг; 7 — надвиг Эльбурса; 8 — Кабирский сдвиг; 9 — Лутский сдвиг; 10 — Макран-Кветта-Хаманская система сдвигов; 11 — Гератская система сдвигов; 12 — Южно-Таджикская система взбросо-сдвигов; 13 — система надвигов Заалайского хребта и Северного Памира; 14 — офиолитовый шов Инда; 15, 16 — Главный надвиг Гималаев; 17—26 — сдвиги; 17 — Каракорумский, 18 — Таласо-Ферганский, 19 — Джалаиро-Найманский, 20 — Актасский, 21 — Чингизский, 22 — Иртышский, 23 — Западно-Алтайский, 24 — Горно-Алтайский, 25 — Верхнеселенгинский, 26 — Восточно-Таримский; 27 — Алтынтагская система сдвигов; 28 — Центрально-Монгольская система надвигов; 29 — Южно-Монгольская система надвигов; 30 — система грабенов Шаньси; 31 — система грабенов и рифтов Байкала и Забайкалья; 32 — Верхоянская система надвигов; 33 — Яно-Индигирская система надвигов; 34 — Сунгари-Амурский сдвиг; 35 — Приморский сдвиг; 36 — Центральный грабен Камчатки. I—XIII — концентрические и овально-концентрические структуры: I, II — депрессии: I — Северо-Каспийская, II — Южно-Каспийская, III—V — послеледниковые поднятия: III — Восточно-Скандинавское, IV — Прибалтийское, V — Северо-Европейское, VI—XIII — сводовые поднятия и депрессионные прогибы: VI — Букан, Тамды и Кульджук Центральных Кызылкумов, VII — Северо-Казахстанское, VIII — Южно-Балхашский прогиб, IX — Анабарское поднятие, X — Приамурское поднятие, XI — Чунцинский прогиб, XII — Лэйянское поднятие, XIII — Цзянсийское поднятие

Зоны развития раздвигов и сдвиго-раздвигов в пределах континентов все более привлекают внимание исследователей. Характерными примерами таких зон являются система Великих Африканских рифтов, сочленяющаяся с треугольником Афар, рифтами Красного моря и Аденского залива (рис. 76, *а*), о-в Исландия, целиком сформированный трещинными излияниями лав в зоне растяжения (рис. 76, *б*), Рейнский и Бресский грабены в Европе, системы рифтов Байкала и Забайкалья (рис. 76, *в*), система грабенов

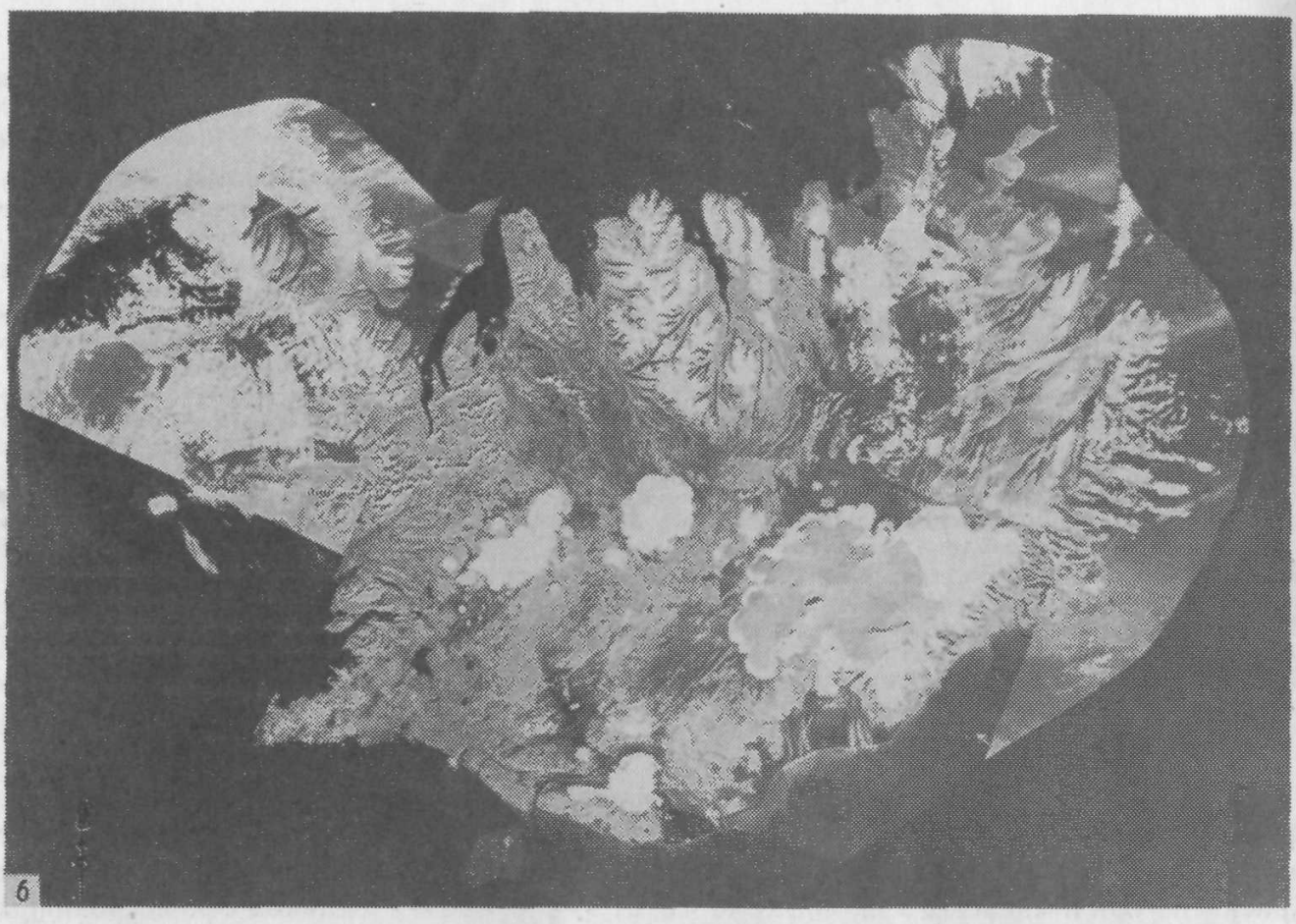


Рис. 76. Зоны раздвигов на космических снимках Земли

а — космический снимок южной части раздвиговой зоны треугольника Афар в районе тройного сочленения системы Великих Африканских рифтов, рифта Красного моря и рифта Аденского залива, полученный с космического корабля «Аполлон-7» в октябре 1968 г. Темные участки — четвертичные лавовые покровы; светлые полосы — раздвиговые зоны, заполненные солоноватоводными озерами, и залежи солей на дне высохших озер;

б — мозаика космических снимков Исландии, полученная со спутника «ERTS-1». Тонкая субмеридиональная полосчатость, прослеживающаяся с разной степенью отчетливости на всей площади острова, — следы трещинных излияний лав, характерный пример раздвиговой структуры формирующейся коры;

в — мелкомасштабный сканерный космический снимок района оз. Байкал и Забайкалья, полученный со спутника серии «Метеор» в январе 1973 г. Полосчатая структура Забайкалья, характерная для раздвиговых зон, подчеркнута снежным покровом, заполняющим рифтогенные депрессии. Многие из наблюдаемых полос изогнуты, гофрированы; при этом преобладают S-образные изгибы, типичные для областей развития левых сдвигов



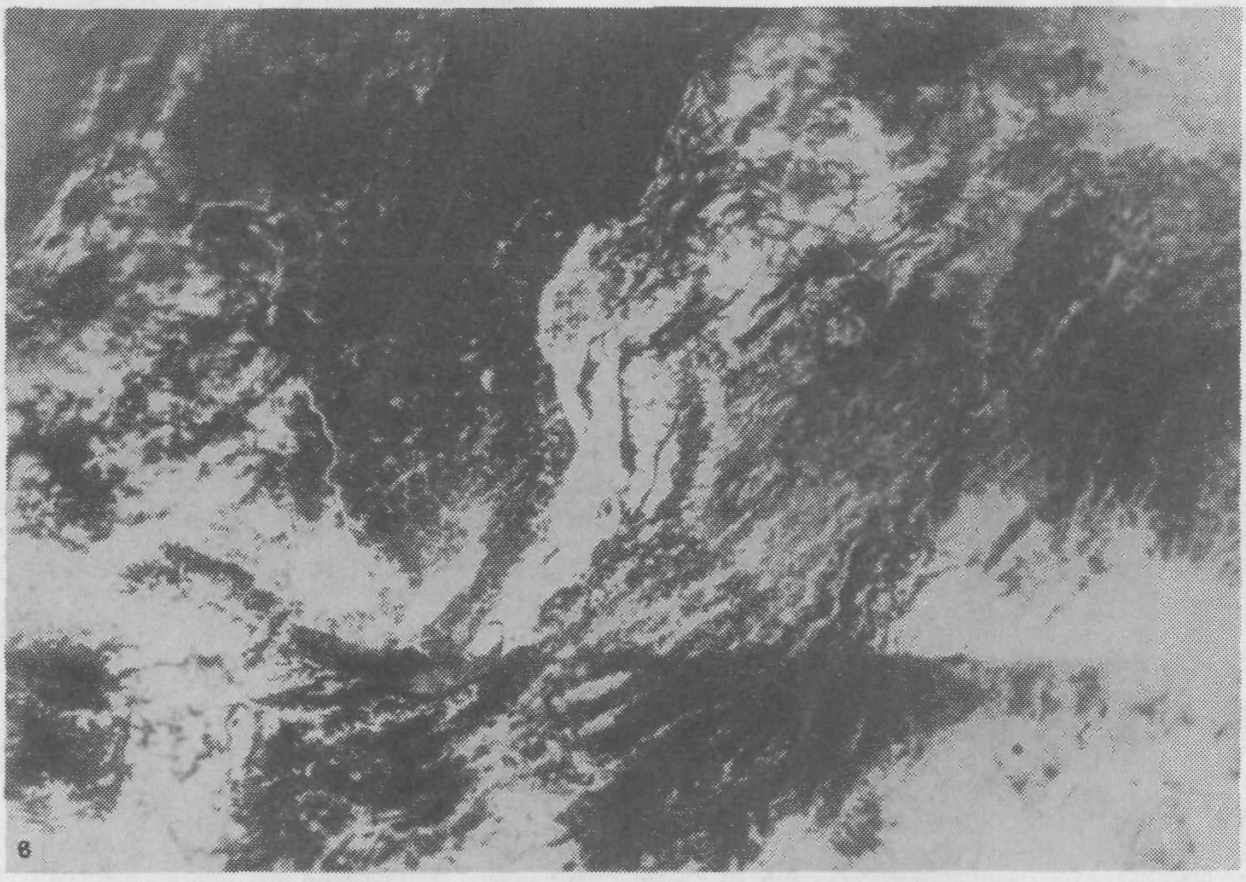


Рис. 76 (окончание)

Шаньси, рифтовые зоны Средиземноморья, рифтовая система Анд, проходящая через озера Поопи и Титикака, и многие другие.

Многие рифтовые системы на космических снимках имеют характерный полосчатый облик, обусловленный чередованием депрессионных грабеновых участков с участками, имеющими тенденцию к поднятию. Яркий пример такой полосчатости — Байкальская рифтовая система (см. рис. 76, *в*), где расстояния между параллельными друг другу зонами поднятий и депрессий составляют в среднем около 30 км.

Не менее выразительно выглядит полосчатость района треугольника Афар; она более хаотична, меняет свою ориентировку по мере приближения к зоне тройного сочленения Афар—Красное море—Аденский залив. В некоторых случаях характерная полосчатость такого же типа, хотя и менее ярко выраженная, наблюдается и в тех участках

материков, для которых существование раздвиговых или сдвигово-раздвиговых движений ранее не отмечалось, например, в районе Онежского озера. Эти участки представляют особый интерес; в каждом конкретном случае желательно проверять их тектоническую природу и особенности проявлений в их пределах новейших тектонических движений.

Системы сдвиговых дислокаций, захватывающие иногда чрезвычайно обширные территории, *на континентах распространены гораздо шире, чем зоны растяжения или* сдвиго-раздвигов.

Сдвиговая тектоника, как правило, четко и наглядно прослеживается и дешифрируется на космических снимках. В северном полушарии наиболее крупные системы сдвигов обрамляют по флангам движущиеся в северном направлении литосферные плиты и блоки: Тихоокеанскую плиту, в Азии — Индийский и Аравийский блоки Гондваны, в Средиземноморье — Адриатический и Малоазиатский блоки. На левых, западных флангах этих блоков развиваются системы левых сдвигов, а на правых, восточных — системы правых сдвигов (см. рис. 75). Иногда при этом литосферные блоки испытывают слабое вращательное движение против часовой стрелки и, особенно во фронтальных частях, развернуты в северо-западном направлении. Широтно ориентированные сдвиговые системы образуются в процессе «расталкивания» блоков континентальной коры Северной Евразии расклинивающими их с юга блоками Гондваны. Движения по этим системам имеют «зеркальный» характер: к западу от внедряющихся блоков это правовые сдвиги, к востоку — левые.

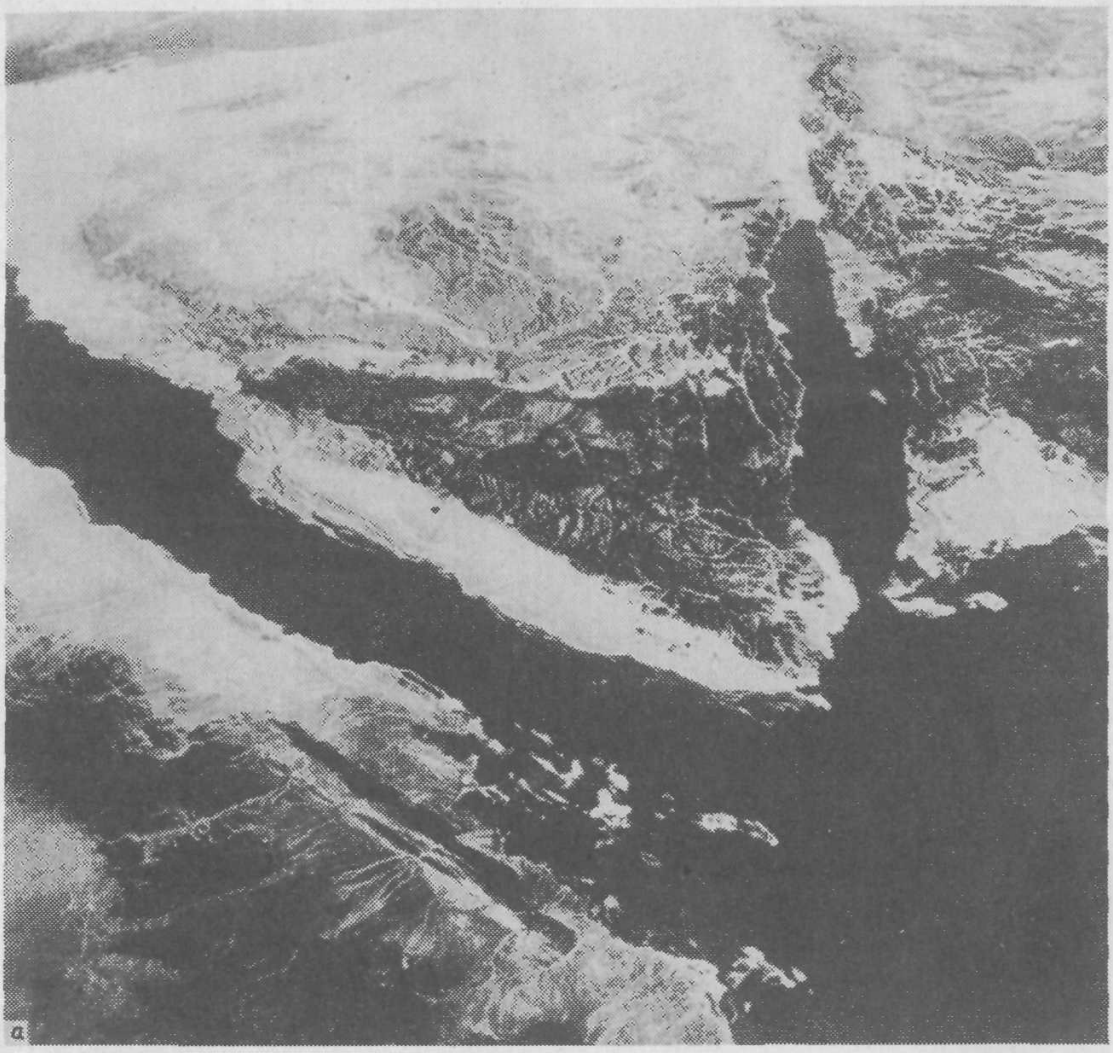


Рис. 77. **Левые и правые сдвиги и системы сдвигов на космических снимках Земли**

а — перспективный снимок Синайского полуострова и Акаба-Иорданского сдвига, ограничивающего с северо-запада Аравийскую платформу, *полученный с космического корабля «Аполлон-7» в октябре 1968 г.* Хорошо видны S-образные изгибы структур докембрийского фундамента, разрываемых заливом Акаба. Эти изгибы структур облегчили развитие разрыва и новейшие смещения по нему, амплитуда которых для неоген-четвертичного времени достигает 90 км;

б — снимок Восточного Копетдага и дельт рек Теджен и Мургаб, полученный с орбитальной станции *«Салют-4» в мае 1974 г. В нижней части видна система* крупных правосдвиговых смещений южнее Ашхабада, протягивающихся от гор Реза до гор Кисмар. Правее, к югу и юго-востоку от дельты р. Теджен, хорошо видны Z-образные правосдвиговые *изгибы горных гряд, сложенных меловыми и палеогеновыми* известняками и мергелями на северном склоне хребта Муздеран (Карадаг) и в его предгорьях;

в — сканерное изображение района сочленения хребта Кичик-Алай и Ферганского хребта в Средней Азии, полученное со спутника «Ландсэт-1» в спектральном диапазоне 0,8—1,1 мкм, сентябрь 1972 г. Хорошо видна правосдвиговая структура типа «конского хвоста» в районе Таласо-Ферганского правого сдвига в правой верхней части снимка. Такие структуры очень характерны для длительно развивающихся систем сдвиговых дислокаций



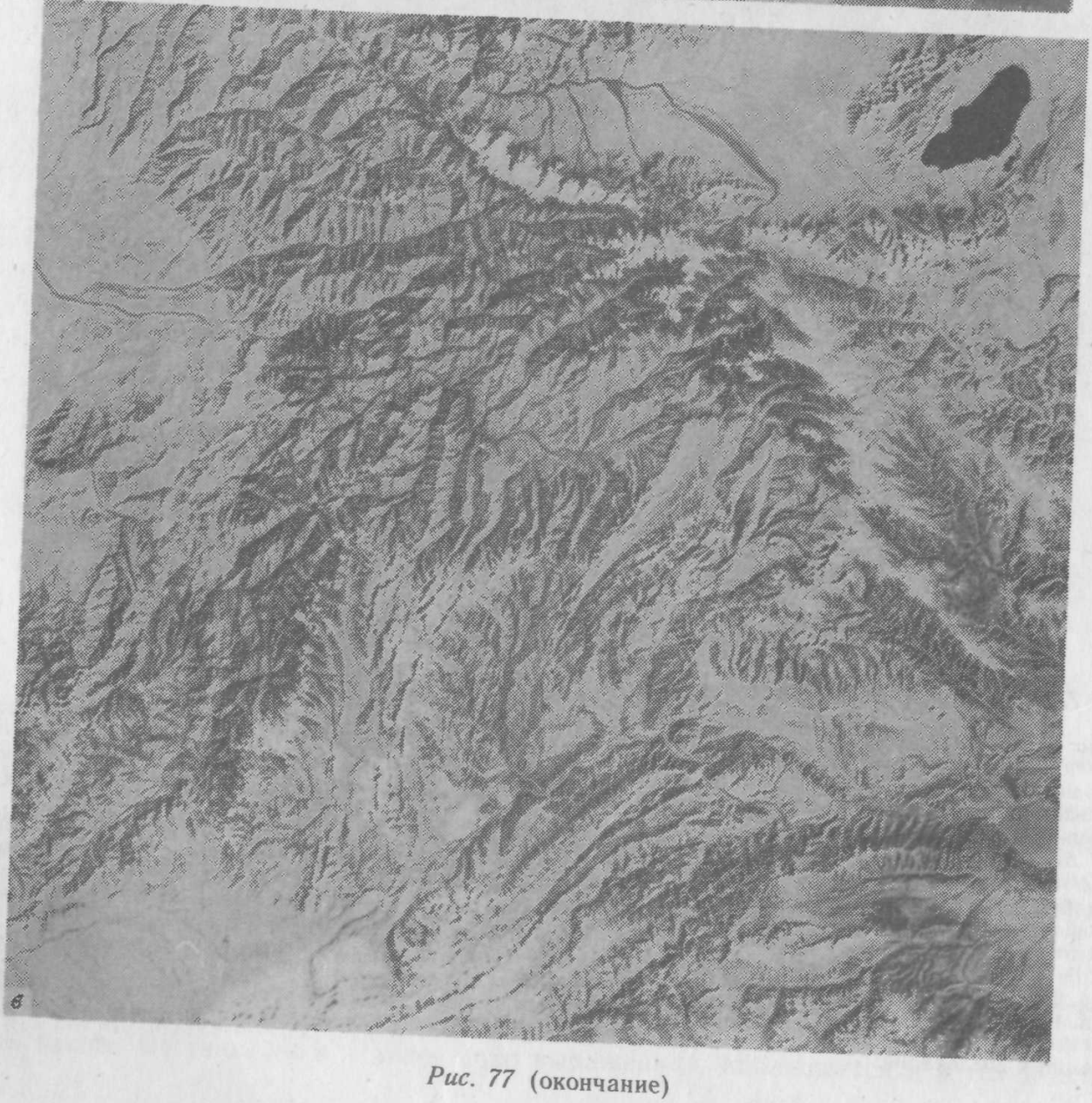


Рис. 77 (окончание)



б

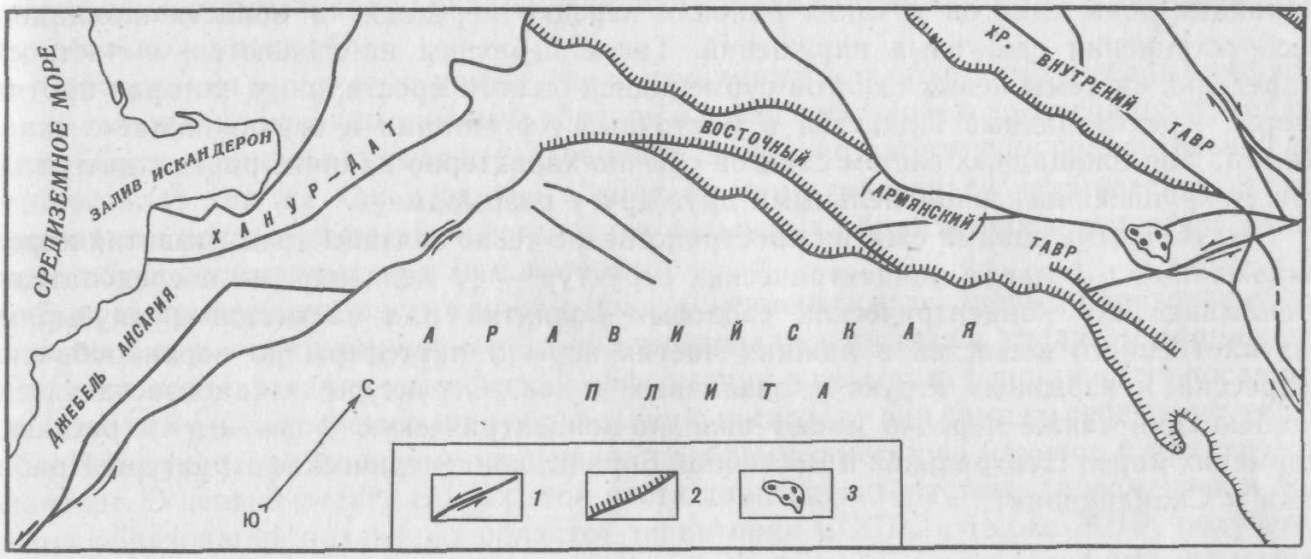


Рис. 78. Зоны орогенеза, сжатия и скучивания вещества на космических снимках Земли

а — мозаика космических снимков территории северного обрамления Аравийской плиты от Восточного Средиземноморья (район зал. Искандерон) на западе до восточной части Грузии и Армении (район г. Еревана, вулкана Арагац и оз. Севан) на востоке, полученных с космического корабля «Союз-12» космонавтами В. Г. Лазаревым и О. Г. Макаровым;

б — схема дешифрирования мозаики космических снимков, полученных с космического корабля «Союз-12». Северный край Аравийской плиты подтягивается под запрокинутые в ее направлении системы складчатых сооружений Восточного и Внутреннего Тавра и Армянского вулканического нагорья. С северо-запада плита ограничивается крупными левыми сдвигами, с северо-востока — системой правых сдвигов и сдвиго-надвигов

1 — сдвиги; *2* — надвиги; *3* — вулканическое поле

Левые и правые сдвиги отчетливо распознаются на космических снимках по характерным S- и Z-образным рисункам связанных с ними изгибов линейных элементов рельефа и флексур в зонах сдвигов (рис. 77).

В некоторых случаях по рисунку складчатых дислокаций, примыкающих к зоне сдвига, можно установить, какое крыло сдвига испытывало более активное движение: молодые складчатые структуры, как правило, под острым углом притыкаются к краю активно двигавшегося более жесткого блока, напоминая складки, возникающие при глажении ткани быстрым движением утюга.

Зоны сжатия и скучивания вещества коры отчетливо дешифрируются на космических снимках. Они захватывают обширные участки континентов. Огромное большинство горных сооружений и мобильных зон континентов представляют собой именно зоны сжатия. Космические снимки дают богатейшую информацию для изучения тектоники этих зон и прилегающих к ним участков материков. В большинстве зон сжатия отчетливо прослеживается блоковое строение земной коры. При этом одни блоки часто надвинуты на другие таким образом, что наползающие края блоков резко приподняты и образуют горные хребты, а погруженные края скрыты под другими блоками. Пододвигание сопровождается интенсивной линейной складчатостью, формированием шарьяжных

перекрытий и вулкано-плутонических поясов. Характерный пример такого скучивания — районы Малой Азии, Кавказа, Закавказья и Западного Ирана, обрамляющие пододвигающуюся под эти районы Аравийскую плиту (рис. 78).

В некоторых случаях при сжатии поддвиговые движения сочетаются с вращательными движениями блоков, в результате чего возникает сложное чередование зон скучивания и рифтогенных структур. Это характерно, например, для районов Западного и Восточного Средиземноморья. Явления вторичного рифтогенеза широко развиты и в зонах пододвигания океанической коры под край континента; примерами могут служить рифтогенные зоны Камчатки и Анд.

Как показывает изучение материалов космических съемок, на обширных площадях взаимодействующих блоков литосферы, прилегающих к зонам сжатия, происходит формирование и развитие сложных мозаичных систем сдвигов [Шульц, 1975; Molnar, Tapponier, 1975; и др.]. Такие системы характерны, в частности, для Кавказа, восточной части Средней Азии, Центрального и Восточного Казахстана. В зонах, расположенных между участками наибольшего сжатия и дробления континентальной коры, в частности в пределах Ира́на и Средиземноморья, наблюдается широкое развитие структур вращения, петлеобразных поворотов линейных складчатых зон. Здесь можно наглядно наблюдать процесс превращения сжимаемых и скручиваемых линейных орогенов в мозаичные складчатые области. Этот процесс, как правило, сопровождается активным вулканизмом. Линейные зоны сдвигов в таких районах нередко переходят в области площадного распространения сдвиговых нарушений. Такие переходы наблюдаются, в частности, в пределах системы левых сдвигов субмеридионального простирания, которая протягивается через Западный Пакистан и Восточный Афганистан и ограничивает с запада Памир. Для площадных систем сдвигов обычно характерно наличие равных интервалов между крупнейшими параллельными друг другу разрывами.

С глубинными зонами сжатия пространственно тесно связаны зоны развития хорошо выраженных в рельефе концентрических структур — от медленно, но последовательно «всплывающих» концентрических сводовых поднятий над застывшими «пузырями» разуплотненного вещества в нижних частях коры и литосферы до воронкообразных депрессий и взрывных структур различных типов. Структуры гляциоизостатической компенсации также нередко имеют овально-концентрическую форму (дуги рисских и вюрмских морен Центральной и Восточной Европы, концентрические структуры Прибалтики и Скандинавии).

Изучение новейшей и современной геодинамики на основе обобщения данных наземных исследований современных тектонических движений, данных дешифрирования материалов космических съемок Земли и геофизических данных (прежде всего сейсмологических) в настоящее время еще только начинается. Но уже сейчас очевидно, что формы рельефа, прослеживающиеся на космических снимках континентов, не могли быть созданы при полной жесткости и стабильности внутренних частей литосферных плит. Материалы космических съемок Земли, гипсометрических съемок и сейсмологии дают для понимания межплитных и внутриплитных тектонических движений обширный фактический материал, особенно ценный при его комплексном использовании.

ПРИМЕНЕНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЛИНЕАМЕНТОВ И КОЛЬЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Интерес к изучению линеаментов возник в конце прошлого — начале этого столетия и время от времени приобретал широкие масштабы. Современная волна явно повышенного внимания к ним связана с развитием космических методов исследования Земли. Они предоставили геологам практически неограниченные возможности получать и анализировать изображения всех континентов и при этом утвердиться во мнении о повсеместном развитии линеаментов, которые являются непременным, но во многом еще загадочным элементом структуры земной коры. Таким образом, появление изображений Земли со спутников стимулировало анализ линеаментов как в локальном, так и в региональном и глобальном масштабах.

Образования кольцевого, или центрального, типа стали объектом исследования геологов сравнительно недавно, главным образом в связи с изучением древнейших этапов развития Земли, а также в связи с исследованием планет и становлением сравнительной планетологии. И так же как в случае с линеаментами, материалы космических съемок, показавшие повсеместное распространение кольцевых образований в структуре земной коры, обусловили широкий к ним интерес.

В предшествующих частях монографии линеаменты и кольцевые образования уже упоминались и в той или иной мере характеризовались в связи с анализом направлений и методов использования космической информации в геологии. Данная часть посвящена специальному рассмотрению этих образований, поскольку они сами по себе представляют значительную и далеко еще не решенную проблему, имеющую научное и практическое значение. В первых десяти главах этой части дана характеристика линеаментов и кольцевых образований различных областей территории СССР, а также МНР, полученная по результатам дешифрирования космических снимков и сопоставления их с известными геолого-геофизическими данными. Затем приведены некоторые результаты изучения глобальных закономерностей их распространения и гипотезы о природе крупнейших из них; в заключение изложены основные принципы и проблемы исследования линеаментов и кольцевых образований с помощью космических методов.

Глава 13

ЛИНЕАМЕНТЫ И КОЛЬЦЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ

Основным источником информации о линеаментах и кольцевых структурах Балтийского щита послужили континентальные телевизионные и сканерные космоснимки со спутников «ESSA» и «Метеор», по ряду районов — региональные сканерные снимки со спутников «Ландсэт». Результаты дешифрирования сопоставлены с геологическими картами разных масштабов, с различными геофизическими картами, на эталонных участках — с данными дешифрирования РЛ- и аэрофотоснимков.

Кольцевые структуры

На карту (рис 79) нанесены кольцевые разломы, ограничивающие гранитные овалы, гнейсовые овалы, овальные структуры гранитообразования, плутонические кольцевые структуры, а также дугообразные разломы Хибинского грабена и Полкановская зона дугообразных разломов

Гранитные овалы. В пределах советской части Балтийского щита выделены гранитные овалы Калевальский (V) (западная часть его — в Финляндии), Терский сегмент (VI) Калевальского овала, Мурманский (III), половина которого срезана тиманидами, Киркенесский (I), (*большая часть — за пределами СССР*)

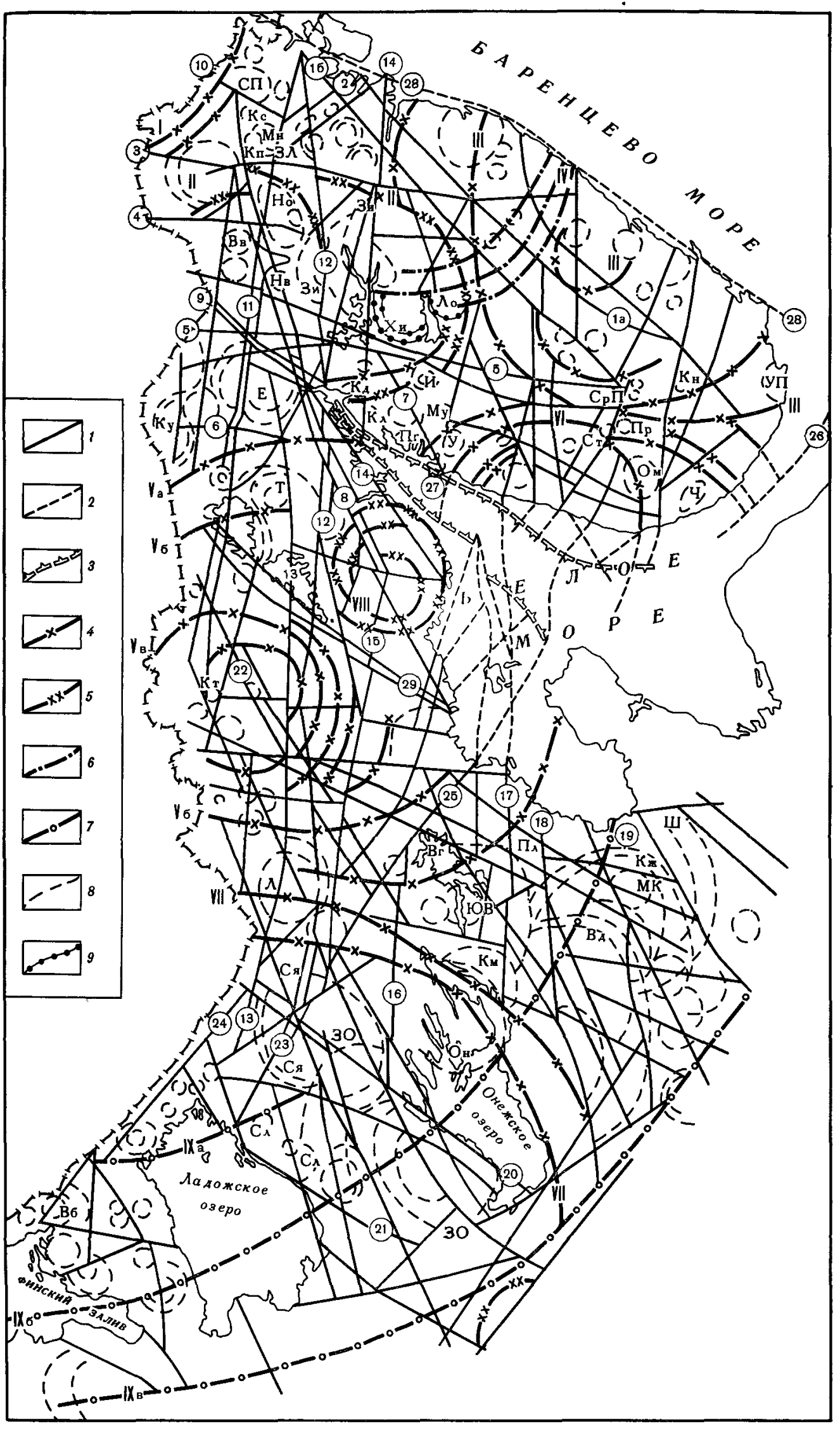
Калевальский овал впервые выделен по космоснимкам Б Н и В Г Можаевыми [Геоморфология , 1977] Он послужил тектонотипом гранитных овалов [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978а] Его кольцевые разломы, общий концентрический план рельефа и гидросети хорошо видны на космических снимках низкого разрешения, хуже — на снимках более высокого разрешения, центральная часть его (Vв) наблюдается на РЛ аэроснимках [Применение , 1981] Овал сложен протодиоритами и протогранитами, позднее реоморфизованными Концентрически-зональное расположение магнитных протодиоритов и немагнитных протогранитов отражается в структуре региональных магнитных полей и гравитационного поля Центр овала — предполагаемая область сноса осадков, из которых образовались породы беломорского комплекса, грубо обтекающие овал с севера и востока, изменение их состава к центру овала отвечает формированию в условиях возрастающей мощности земной коры [Богданов и др , 1976, Доливо Добровольский, Стрельников, 1976, 1978а, Богданов, Былинский и др , 1980, Bylinsky et al , 1977, Dolivo-Dobrovolsky, Strelnikov, 1978] на «чечевице» первичного гранитного слоя [Доливо Добровольский, Стрельников, 1978а] Ядерной части овала, по данным ГСЗ, отвечает почти полуторакратное увеличение мощности гранитов при уменьшении мощности земной коры, что характерно для центров древней стабилизации Постбеломорские структуры используют близкие по простиранию фрагменты кольцевых разломов или сегменты овала Так, Панаярвинская структура приурочена к внешним дугам (Va), ряд финских структур — к внешнему (Va) и среднему (Vб) кольцам, Шомбозерская грабен синклиналь — к сегменту центральной части кольца (Vв) Восточные ветви разломов (Vв) служат западной границей Лехтинской структуры Линейные постбеломорские структуры нормальные к элементам кольцевой тектоники, рассекают овал вдоль зоны Чирко Кемско Сегозерских разломов (22) и в других направлениях Активные фрагменты кольцевых разломов отражаются в физических полях

Терский овал — сегмент Калевальского овала, отделившийся от него по Кандалакшскому раздвигу (27) в конце карелия [Богданов и др , 1976, Богданов, Былинский и др , 1980, Bylinsky et al , 1977] Кольцевые разломы хорошо выражены в физических полях К ним приурочена дугообразная в плане синклиналь восточной части Имандра Варзугской зоны [Доливо Добровольский, 1977, и др]

Мурманский овал разделен Северо-Кейвским разломом (1а) на Кейвский сегмент, сложенный лебяжинскими гнейсами, и поднятый гранитный Мурманский блок

Рис 79 Карта линеаментов и кольцевых структур восточной части Балтийского кристаллического щита Составлена по материалам дешифрирования космических снимков

1 — линеаменты (цифры в кружках) 1а — Северо Кейвский 1б — Центрально Кейвский 2 — Урагубский 3 — Тольпвыдский 4 — Яурийокский 5 — Центрально Кольский 6 — Салланлатвинский 7 — Канозерский 8 — Чупинский 9 — Кандалакшский 10 — Порьиташский 11 — Западный 12 — Главный габбрового хребта 13 — Елетьозерско Лексозерский 14 — Имандра Энгозерский 15 — Сунско Лехтинский, 16 — Медвежьегорский 17 — Усть Выгский 18 — Илексинский 19 — Онежско Каргопольский 20 21 — разломы Саво Ладожской зоны 22 — Чирко Кемско Сегозерский 23 — Гимольский 24 — Пограничный 25 — Северо Выгский 29 — Пяозерский *2* — линеаменты на акватории выделенные по геофизическим данным (26 — разлом горла Белого моря 28 — разлом Карпинского) *3* — предполагаемые зоны раздвигов (27 — *Кандалакшский*) *4—8* — *кольцевые разломы 4 — гранитных овалов (I — Киркенесского III — Мурманского V — Калевальского VI — Терского сегмента Калевальского овала VII — Ладожского) 5* — гнейсовых овалов (II — Кольского VIII — Кемского) *6* — овальных структур гранитообразования преимущественно саамского возраста и сопряженных с ними структур супракрустальных толщ (для Кольского мегаблока СП — Северо Печенгской Кс — Каскельяврской Кп — Копосовской Мн — Маунявринской ЗЛ — Западно Лицевской Но — Нотозерскои Зи — Заимандровской СрП — Среднепонойских Пр — Пурначской Ст — Стрельнинских Кн — Каневскои УП — Усть Понойскои Ч — Чапомской, Ом — Ондомозерской У — Умбинской И — Ингозерской Пг — Порьегубской ВВ — Вувинской НВ — Нявктундровской Кд — Кандалакшской Кл — Колвицкои для Карельского мегаблока Ку — Куолаярвинской Е — Енских Т — Тикшеозерской Кт — Костомукшской Л — Лексозерской Вг — Выгозерской ЮВ — Южно Выгозерскои Км — Кумсишскои Он — Онежскои Вд — Водлозерскои Кж — Кожозерскои Мк — Малокожозерскои Ш — Шардозерскои Ся — Сямозерскои ЗО — Западно Онежскои Сл — Салминских Вб — Выборгских Пл — Пулозерскои) *7* — *плутонических структур (Хи — Хибинского Ло — Ловозерского плутонов) 8* — Хибинского грабена (IV) *9* — дугообразные разломы Балтийского щита и Русскои плиты (IX — Полкановская зона разломов) Остальные цифры и буквы объяснены в тексте


БАРЕНЦЕВО МОРЕ
Ладожское озеро
Онежское озеро
ФИНСКИЙ ЗАЛИВ
1
2
3
4
5
6
7
8
9

Кейвскому сегменту отвечает Кейвская региональная магнитная аномалия, связанная с протодиоритами фундамента, уменьшение мощности «гранитного» слоя и земной коры. В центре овала (поднятый по разломам Мурманский блок) мощность «гранитного» слоя возрастает. Реликты гнейсовых структур в этом блоке имеют грубую центральную симметрию. Имандра-Варзугская подвижная зона как бы зажата между жесткими глыбами Терского и Мурманского овалов: при их наибольшем сближении разрез сокращается, появляются крутые (до перевернутых в сумийской части разреза) залегания. По кольцевым разломам расположены массивы щелочных гранитов: Западно-Кейвский, Белых тундр, Лаврентьевский, Среднепонойский, Пачинский, Каневский, фрагменты кольцевого разлома Мурманского блока отражены на ряде геологических карт.

Л а д о ж с к и й о в а л в пределах СССР составляет часть круга, с юго-запада обрезанного разломами Саво-Ладожской зоны (20), а с юго-востока — разломами Полкановской зоны (IX). Кольцевые разломы видны на космоснимках континентального уровня генерализации [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976]. Западная часть Ладожского овала, расположенная в Финляндии, хорошо видна на любых космоснимках. Глубинное строение и геофизические особенности этой территории плохо изучены. Кольцевым разломам Ладожского овала параллелен генеральный изгиб структуры Ветреного пояса, в Финляндии по ним смещены свекофенниды. Если Ладожский овал мысленно повернуть против часовой стрелки по кольцевым разломам до совмещения с финскими свекофеннидами, то субмеридиональные Хаутоварская, Суоярвская, Туломозерская и другие структуры станут субпараллельными северо-западным структурам лопия и карелия в Калевальском овале.

К и р к е н е с с к и й о в а л (I) практически не изучен. В центре его мощность земной коры сокращена [Богданов, Воинов и др., 1980].

Гнейсовые овалы. Размеры гнейсовых овалов в пределах Балтийского щита существенно меньше, чем на Алданском щите [Салоп, 1971] или в фундаменте Русской плиты [Салоп, 1971; Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976, 1978а; Dolivo-Dobrovolsky, Strelnikov, 1978]. Последующая переработка беломорид затушевала овалы, однако наличие нелинейных структур дореболького основания с грубо центральной симметрией доказано крупномасштабными аэромагнитными съемками; в обнажениях подтверждено несогласное налегание на них более молодых линейных структур [Богданов, 1971]. Малые размеры и близкий генезис сближают гнейсовые овалы Балтийского щита с овальными структурами гранитообразования в реоморфизованных супракрустах, и разделение их несколько условно.

К е м с к и й о в а л (VIII) выделяется даже на континентальных снимках [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978а; Dolivo-Dobrovolsky, Strelnikov, 1978] по кольцевым разломам, концентрическому плану рельефа (на фоне ступеней современной неотектоники), а в региональных магнитных полях — по дугообразно изогнутым магнитным аномалиям. Граница Конрада в его пределах нечеткая. Дугообразные изгибы осей антиклиналей и синклиналей есть и на структурно-геологических картах [Гилярова, 1972], но традиционно структура Карельского Беломорья рассматривалась как синклинорий на основании синклинального строения толщи высокоглиноземистых гнейсов, которая включалась в верхи разреза беломория. Дистанционные данные и полевые исследования показывают, что эти гнейсы залегают несогласно на нелинейных структурах нижних толщ и действительно приурочены к линейному прогибу, вытянутому вдоль Чупинских разломов (8) [Bylinsky et al., 1977], который в структуре поверхности Конрада проявляется как прогиб, наложенный на низы разреза беломория.

К о л ь с к и й о в а л как структура гнейсового овала выделен предположительно, в его пределах сильно влияние ребольской тектоники.

Овальные структуры гранитообразования. Бóльшая часть этих структур имеет саамский возраст. В ребольскую, а возможно, в селецкую или свекофеннскую эпоху они были обновлены. Наиболее крупные из них [Западно-Онежская (ЗО), Сямозерская (Ся), Выгозерская (Вг), Водлозерская (Вд), Кожозерская (Кж), Лексозерская (Л) и др.] могут быть и катархейскими (сателлиты гранитных овалов, позднее реоморфизованные). На уровне эрозионного среза они весьма разнообразны. В гранитном фундаменте они выражены в виде ареалов развития мигматитовых комплексов гранитного [Ингозерская (И), Костомукшская (Кт), Лексозерская (Л), Выгозерская (Вг), Южно-Выгозерская (ЮВ), Кожозерская (Кж) и др.) или диоритового (Тикшеозерская (Т), Водлозерская (Вд) и др.] состава. В крупных структурах (Сямозерская) наблюдается центральная симметрия гранитных и диоритовых мигматитов. Эти блоки четко проявляются в гравитационных и магнитных полях, в том числе в региональных На геологических

картах обычно показаны реоморфизованные ареалы [Каскельяврская (Кс), Пулозерская (Пл), Малокожозерская (Мк) и другие структуры], граниты рапакиви [Западно-Лицевская (ЗЛ), Умбинская (У), Салминские (Сл), Выборгские (Вб) структуры и др.], щелочные граниты [Среднепонойские (СрП), Пурначская (Пр), Стрельнинские (Ст), Каневская (Кн) структуры и др.]. Западная из Салминских структур четко выделяется как отдельный блок и в физических полях. На РЛ-аэроснимках и аэрофотоснимках ядра гранитизации щелочных гранитов имеют псевдостратифицированный облик, что может быть отражением овальных структур реоморфизованного фундамента.

В полях беломория структурам гранитообразования отвечают нелинейные структурные формы над ними типа гнейсовых микроовалов [Маунявринская (Мн), Нотозерская (Но), Заимандровская (Зи), Чапомская (Ч), Енские (Е), Шардозерская (Ш) структуры и др.] или гнейсовых чаш [структуры Сальных тундр, Кандалакшская (Кд), Колвицкая (Кл), Нявктундровская (Нв) и др.] — возможные фрагменты гнейсовых овалов [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976, 1978а], дешифрирующиеся на космических и РЛ-аэроснимках. Заимандровская структура расчленена разломом Главного габбрового хребта (12). Ее дугообразные разломы наряду с линейными определяют структуры толщ лопия и габбро-анортозитов. Меньших размеров структуры представлены гранито-гнейсовыми куполами [Копосовский купол (Кп) и др.].

В полях лопия или карелия структуры гранитообразования проявились как блоковые в фундаменте. В ряде случаев линейные структуры лопия или карелия огибают их, как, например, Каскельяврскую (Кс) и другие в южном крыле Печенгской структуры, Маунявринскую (Мн), Тикшеозерскую (Т), Костомукшскую (Кт), Лексозерскую (Л), Выгозерскую (Вг), Южно-Выгозерскую (ЮВ), Водлозерскую (Вд), Кожозерскую (Кж), Малокожозерскую (МК), Сямозерскую (Ся), Западно-Онежскую (ЗО), Пулозерскую (Пл) и другие, частично перекрывая их, что можно наблюдать в зонах кольцевых разломов [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976]. В других случаях образования лопия и карелия выполняют опущенные овальные блоки и форма более молодых линейных прогибов определяется сочетанием линейных и кольцевых разломов: Северная мульда на Северо-Печенгской структуре (СП) [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978а], Понойская мульда на Усть-Понойской (УП), ряд структур лопия на Ондомозерской (ОМ), к которой приурочен серповидный в плане Стрельнинский массив лейкократовых гранитов, южное крыло Имандра-Варзугской зоны на Пулозерской (Пл), структуры кислых гранулитов верхнего яруса на Порьегубской (Пг) и других кольцевых структурах, Куолаярвинская грабен-синклиналь (Ку) и Кумсинская синклиналь (Км) на блоковых структурах и карельские комплексы на Южно-Выгозерской (ЮВ), Онежская (Он) и Западно-Онежская (ЗО) мульды на блоковых структурах.

Анализ взаимного положения овальных структур гранитообразования позволяет установить, что блоки диоритового состава древнее гранитных, а блоки в супракрустальных толщах — древнее блоков фундамента вне беломорид. Так, в районе Ветреного пояса (Южная Карелия) наиболее древняя структура — Шардозерская (Ш), затем идут Кожозерская (Кж), Водлозерская (Вд), Выгозерская (Вг) структуры (еще четче это отражается в физических полях). Иногда овальные структуры выстраиваются в линейные зоны. Так, на одной линии (Мохтьозерская зона разломов) находятся Копосовский гранито-гнейсовый купол (Кп), Каскельяврский блок реоморфизованных гранитов (Кс), погруженный под давлением печенгских эффузивов Северо-Печенгский овальный блок (СП) и расположенные к северу от него овальные блоки в беломоридах [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978а]. Предполагается общность их начального генезиса, а существующими различиями они обязаны последующему их развитию. В одну линию с Урагубской зоной (2а) выстраиваются Копосовский купол (Кп), Маунявринская структура (Мн), овальные структуры гранитов рапакиви — Западно-Лицевская (ЗЛ), Поррьяспахтинская, Урагубская [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978а]; вдоль линейной зоны расположены массивы Стрельнинский (Ст), Пурначский (Пр), Пачинский (предполагаемый массив в слепом залегании), Каневский (Кн) и др. [Применение..., 1981].

Плутонические кольцевые структуры. На карте выделены структуры, связанные с формированием Хибинского (Хи) и Ловозерского (Ло) массивов. Для Хибинского плутона четко дешифрируется (особенно по РЛ-аэроснимкам) концентрическая зональность разных магматических фаз с последовательным смещением центров внедрения на восток-северо-восток по оси Хибинского грабена. Вокруг Хибинского массива зоны кольцевых разломов фиксируются и во вмещающих толщах, где они сопровождаются щелочным метасоматозом, мелкими интрузиями-сателлитами (например, массив Соустова), что приводит к падению дешифрируемости территории.

Кольцевые разломы Хибинского грабена. Происхождение дугообразных разломов Хибинского грабена (IV) не ясно. К этой зоне приурочены Хибинский и Ловозерский герцинские плутоны, Кургинский массив ультраосновных — щелочных пород и Контозерская кальдера (с предполагаемым под ней массивом ультраосновных — щелочных пород) каледонского возраста, ряд останцов палеозоя.

Полкановская зона разломов. На космических снимках низкого разрешения прослеживается зона дугообразно изогнутых разломов (IX) по границе Балтийского щита и Русской плиты. В пределах советской части территории к ней приурочены котловины Ладожского и Онежского озер, все вепские и верхнепротерозойские комплексы юга щита, все интрузии рапакиви, Бураковско-Аганозерский интрузивный комплекс. Разломы IXа в Финляндии — известные металлогенические зоны, разломы IXб проходят по оси Финского залива, IXв являются тектоническими уступами Русской плиты. На восток от Кандалакшского раздвига (27) ее возможное продолжение — разломы горла Белого моря (26). В Швеции разломы уходят под каледониды, отсекая Дальсландский блок.

Линейные разломы

На космических снимках разных уровней генерализации фиксируется густая сеть линейных разрывных нарушений, в том числе разломы огромной протяженности, ранее не отмечавшиеся на геологических картах. Они протягиваются через весь Балтийский щит и уходят на территорию Русской плиты [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976; Gorman et al., 1978]. Для разломов одного ранга характерны постоянные расстояния между ними, что объясняют волновым распределением тектонических напряжений [Плотников и др., 1969]. Четко проявлены структурообразующие разломы лопия и карелия, ориентированные в запад-северо-западном направлении в Кольском мегаблоке, в северо-западном — в Калевальском овале и субмеридионально — в Ладожском. Иногда геологически единые зоны разрывных нарушений на снимках представлены комбинацией фрагментов крупных линеаментов. Так, Кейвский разлом состоит из фрагментов трех крупных разломов (1а, 3, 1б). В других случаях к одному линеаменту относятся разобщенные линейные структуры, например карельские прогибы Чирко-Кемский и Елмозерский в зоне Чирко-Кемско-Сегозерских разломов (22) и др. Обычно известные разрывные нарушения оказываются лишь фрагментами более крупных мегалинеаментов, реже полностью им соответствуют, например Порьиташский (10), Гимольский (23), Канозерская зона смятия (7) и др.

При пересечении с кольцевыми структурами линейные либо рассекают их, либо используют близкие по ориентировке фрагменты дуговых разломов как ослабленные зоны, с чем связано изгибание разломов и связанных с ними линейных прогибов [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976, 1978а; Dolivo-Dobrovolsky, Strelnikov, 1978]. Структурообразующие разломы обычно отмечены магнитными и гравитационными положительными аномалиями. На карте региональных магнитных полей этим зонам отвечают минимумы магнитного поля — результат глубокой эндогенной переработки, возможного раздвигания магнитоактивных диоритовых блоков протогранитного фундамента, подъема поверхности изотермы Кюри в пределах проницаемых зон.

Системы секущих разломов северо-восточного простирания также фиксируются четко. Одни из них уже были известны, как, например, Урагубский разлом (2а); его юго-западное продолжение (2б) наиболее четко прослеживается на РЛ-аэроснимках [Применение..., 1981]; другие разломы [Пограничный (24), Северо-Выгский (25) и др.] ранее не отмечались, на геологических картах им отвечают лишь небольшие фрагменты.

Впервые для Карело-Кольского региона показана мощная сеть ортогональных разломов. К субширотным разломам — Тольпвыдскому (3), Яурийскому (4), Центрально-Кольскому (5), Салланлатвинскому (6) и др. — приурочены узкие линейные прогибы, интрузии разного возраста, в том числе этапа платформенного магматизма, например Салланлатвинский разлом, к которому приурочены каледонские интрузии формации ультраосновных — щелочных пород: Вуориярвинская, Салланлатвинская, Ковдозерская и др. Почти через всю территорию щита прослеживаются субмеридиональные разломы: Западный (11), Главного габбрового хребта (12), Елетьозерско-Лексозерский (13), Имандра-Энгозерский (14), Сунско-Лехтинский (15), Медвежьегорский (16), Усть-Выгский (17), Илексинский (18), Онежско-Каргопольский (19) и др. Отрезки этих разломов контролируют интрузии габбро-анортозитов или формаций ультраосновных и основных пород, плутоны Гремяха-Вырмес, Елетьозеро, платформенный магматизм. Такие активные отрезки отражаются в магнитных и гравитационных полях. В глубинных

разрезах субмеридиональным разломам отвечают ступени в слоях Земли, обновленные на платформенном этапе. На продолжении субмеридиональных разломов находятся трансформные разломы северной части Атлантического рифта, так что возможно последнее обновление этой системы разломов в мезозое — кайнозое.

Хорошо видны крупные разломы, разделяющие мегаблоки: Кандалакшский (9) по границе Кольского и Карельского мегаблоков, Пяозерский (29), отделяющий Северную Карелию от Центральной и Южной, разломы Саво-Ладожской зоны (20, 21), ограничивающие Свекофеннский блок. Формирование разломов отвечает платформенному этапу развития, в них запечатлен суммарный эффект разных этапов развития региона, начиная от древнейших, когда ведущей была овальная делимость [Богданов, Воинов, Доливо-Добровольский, 1980].

При анализе дешифровочных и геофизических материалов выделен Кандалакшский раздвиг (27), по которому в конце карелия Кольский геоблок отодвинулся с вращением от Карельского, в результате чего от Калевальского овала отчленился Терский сегмент, разъединились беломорские комплексы карельского и кольского берегов Белого моря и т. п. [Богданов и др., 1976; Богданов и др., 1980; Bylinsky et al., 1977]. Кандалакшский раздвиг явился результатом развития Главного Беломорского разлома, обусловленного появлением крупного мантийного вала.

Линейные структуры лопия и карелия формировались на флангах свода как зоны растяжения. К концу карелия развитие мантийного свода закончилось раздвигом, заполнявшимся, по-видимому, океаническими базальтами, для которых характерны полосовые магнитные аномалии. Позже по оси Кандалакшского раздвига сформировался Онежско-Двинский авлакоген, заполненный красноцветами рифея. При вращении Кольского мегаблока произошло становление серии надвигов по границам жестких глыб, в частности надвигов Имандра-Варзугской и Печенгской зон, образование массивов щелочных гранитов по периферии Мурманского овала, но главные тектонические усилия реализовались вдоль южных флангов структур, сложенных породами гранулитовой фации (Сальные, Колвицкие, Кандалакшские тундры), где при давлении 8—14 кбар образовалась мощная зона тектонитов [Богданов и др., 1976]. Южные границы этой зоны прослеживаются по космоснимкам со спутников системы «Ландсэт». Более подробно эти материалы изложены в работах автора [Богданов и др., 1976; Богданов, Былинский и др., 1980; Bylinsky et al., 1977; и др.].

В советской части Балтийского щита находится юго-восточное окончание разломов Саво-Ладожской зоны (20, 21). Ее краевые разломы ограничивают иотнийский грабен Мухос в Финляндии и далее расходятся (напоминая в плане Кандалакшский раздвиг): северо-восточные (21) — касательно к Калевальскому гранитному овалу, юго-западные — к Южно-Финляндскому гнейсовому овалу. Ладожский овал разорван по этой зоне на две части. По-видимому, это также зона растяжения на оси мантийного свода (на что указывают данные региональной геофизики), но не закончившаяся раздвигом. В Швеции с ней коррелируется зона разломов, продолжение которой пространственно совпадает с трансформным разломом Нансена, так что возможно мезозойско-кайнозойское обновление Саво-Ладожской зоны. Использование Кандалакшского раздвига как тектонотипа позволило автору выдвинуть идею о сходном происхождении Днепровско-Донецкого, Пачелмского, Кировско-Кажимского и некоторых других крупных авлакогенов Русской плиты.

РУССКАЯ ПЛИТА

Основную роль в строении фундамента плит играют древние архейские массивы изометричной в плане формы и облекающие их ранне- и среднепротерозойские складчатые системы. Причем, по данным К. О. Кратца, А. Н. Берковского и др. [Основные..., 1979], площадное развитие среднепротерозойских отложений весьма незначительное, а бóльшую часть нижнепротерозойских комплексов рассматриваемые авторы относят к верхнему архею. Такая точка зрения близко отражает основные черты строения советской части Балтийского щита.

Сформировавшаяся в начале протерозоя структура фундамента в значительной степени определила и строение осадочного чехла Русской плиты, а также оказала влияние на характер структурного плана в новейший этап. Благодаря этой глубокой унаследованности развития основные структурные элементы плиты проявляются в современных ландшафтах. Все это является той базой, которая позволяет использовать космические снимки при изучении особенностей строения различных структурных этажей Русской плиты.

Прежде всего важной проблемой является трассирование на поверхности тех главнейших разрывных нарушений, которые устанавливаются преимущественно по геофизическим данным. Однако не все разломы фундамента, а тем более разломы чехла сопровождаются геофизическими аномалиями. В то же время проявление их в верхних горизонтах разреза в виде зон повышенной трещиноватости позволяет по ряду признаков проследить их при анализе фотоизображения земной поверхности. Для целей анализа использовались снимки, полученные со спутников систем «Метеор» и «ERTS», а для юго-восточных районов — снимки с орбитальной станции «Салют-4». Характеристика получаемых этими системами материалов приведена в ряде специальных монографий и статей [Космическая..., 1975; Кац и др., 1976; Гонин, 1980].

Методика работ с космическими снимками заключалась в выявлении по характеру фотоизображений различно ориентированных линейных и дугообразных элементов, а также аномальных зон и участков, в переносе отдешифрированных элементов на топооснову и последующем сопоставлении с упомянутыми выше геологическими и геофизическими картами для определения значимости выявленных элементов (рис. 80, см. вкл.). Это сопоставление показало, что сложное сочетание линейных, дугообразных и почти замкнутых кольцевых элементов, дешифрирующихся на космических снимках, является интегральной картиной, отражающей элементы различной «глубинности».

Линеаменты

Прежде всего система протяженных линеаментов отражает характер рельефа поверхности фундамента. Практически все грабены этой поверхности нашли отражение на снимках в виде отдельных протяженных линеаментов и их сближенных серий. Кроме того, во многих случаях видна связь конфигурации изогипс рельефа фундамента с ориентировкой линеаментов. Эта связь особенно четко проявляется в областях неглубокого залегания фундамента. Поскольку такие крупнейшие платформенные структуры, как Днепровско-Донецкий, Припятский, Пачелмский, Среднерусский, Кировско-Кажимский и другие авлакогены, соответствуют структуре рельефа фундамента, а также благодаря их унаследованному развитию и новейшей структуре поверхности все они четко дешифрируются на космических снимках.

Наряду с особенностями рельефа фундамента на снимках нашли отражение и некоторые элементы его внутренней структуры, в первую очередь разрывные нарушения. Об этом, в частности, свидетельствует пространственное совпадение элементов, выделяемых по геофизическим данным, и элементов, отдешифрированных по снимкам. В самом деле, магнитное поле Русской плиты обусловлено крутопадающими пласто- и столбообразными телами, верхние кромки которых совпадают с поверхностью фундамента. Источники аномалий силы тяжести, связанных с плотностными неоднородностями фундамента, также выходят на его поверхность [Основные..., 1979]. Это позволяет нам интерпретировать линеаменты, трассируемые в геофизических полях, как разломы фундамента. При этом толща осадочных пород играет роль своеобразного фильтра, обусловливающего проявление в верхних частях разреза только наиболее крупных и консервативных дизъюнктивных элементов фундамента. По-видимому, именно эти проникающие разломы определяют проявление «клавишного», или штампового, механизма формирования платформенных структур чехла. При сравнении с опубликованными картами и схемами геологического строения фундамента [Тектоническая..., 1974; Гафаров, 1976; Древние..., 1977; Основные..., 1979], на которых, при всех различиях во взглядах авторов на возраст и детали строения отдельных комплексов, основные структурные элементы оконтуриваются более или менее однозначно, устанавливается, что большинство разломных ограничений архейских массивов и многие разломы как внутри массивов, так и в пределах окаймляющих их складчатых систем уверенно дешифрируются на снимках. Причем на использованных для анализа снимках низкого и среднего разрешения неотдешифрированными остались малопротяженные разломы, главным образом в районах с плохой дешифрируемостью, таких, как южные степные районы плиты, в которых развиты сильно измененные ландшафты, а также в районах, слабо обеспеченных материалами съемок (в частности, некоторые центральные районы). Вместе с тем при дешифрировании выявлено много линеаментов, которые существенно дополняют общий структурный рисунок. Один из критериев отнесения этих элементов к разломам уже отмечен выше. Не менее важным критерием может служить тот факт, что установленные при дешифрировании линеаменты как бы соединяют фрагменты закартированных разломов. При этом линеаменты не всегда фиксируются геофизическими данными. Однако

именно за счет такого объединения разрозненных разломов и их фрагментов и вырисовываются линейные структуры разломной природы, пересекающие всю плиту в разных направлениях. Ориентировка основных разломов в целом соответствует простиранию карельских и свекофеннских складчатых систем.

Наиболее четко на снимках выражена серия северо-западных линеаментов. Они, как правило, не только почти непрерывно прослеживаются на большие расстояния на плите, но и уходят за ее пределы, пересекая обрамляющие ее складчатые системы. Это видно на примере зоны сочленения плиты с Уральской складчатой системой [Стрельников, 1979]. Крупнейшими структурными элементами этого направления являются Днепровско-Донецкий и Пачелмский авлакогены, которые хорошо изучены геологическими и геофизическими методами. Они имеют форму клиньев, расходящихся на юго-восток. Авлакогены фиксируются в физических полях, под ними установлены резкое сокращение мощности консолидированной земной коры и подъем поверхности Мохоровичича [Беляевский, Борисов, 1974]. Для западной части Пачелмского авлакогена характерно наличие интенсивных полосовых магнитных аномалий, напоминающих аномалии Кандалакшского раздвига. Необходимо отметить, что хорошо дешифрируемая на снимках система линеаментов, трассирующих Пачелмский авлакоген, продолжается к юго-востоку, в пределы Прикаспийской впадины. Здесь же отмечается наличие узкой зоны поднятий поверхности Мохоровичича с полным выклиниванием в ее пределах «гранитного» слоя и с сокращением мощности «базальтового» слоя до 10 км [Беляевский, Борисов, 1974]. На окончаниях указанных структур выявляется система веерообразно расходящихся в северо-западном направлении разломов, с которыми пространственно связаны зоны умеренных и повышенных давлений гранулитовой фации метаморфизма [Основные..., 1979].

Указанные особенности структурного рисунка разрывных нарушений, данные о метаморфизме и геофизические характеристики глубинного строения весьма сходны с аналогичными параметрами, описанными для Кандалакшского раздвига. Это дает основание предположительно отнести рассматриваемые структуры (во всяком случае на ранних этапах их развития) к классу раздвигов. Возможно, развитие их также происходило с вращением отдельных блоков. Так, для совмещения Воронежского блока и Украинского щита, разделенных Днепровско-Донецким авлакогеном, надо повернуть один из блоков на 15°, как и для Кандалакшского раздвига. Северо-западные продолжения разломов, ограничивающих Пачелмский авлакоген, прослеживаются до побережья Финского залива (до района г. Таллина). В целом, таким образом, вырисовывается единая Таллинско-Пачелмская система линеаментов. Разломы на продолжении Днепровско-Донецкого авлакогена образуют более широкий веер. По крайней мере три наиболее крупных разлома тянутся от района слияния Припяти и Днепра соответственно до Риги, Клайпеды и Калининграда. Четвертую ветвь этого «веера» образует Припятский грабен. Протяженные линеаменты северо-западного простирания прослеживаются также от Ладожского озера до г. Горького, от Архангельска до Котласа. Последние, в частности, лежат на продолжении Кандалакшского раздвига. К этой же системе северо-западных линеаментов относятся и разломы, ограничивающие Тиманскую складчатую область и являющиеся граничными разломами Русской плиты.

Среди линеаментов северо-восточного простирания наиболее четко выражены ограничения Среднерусского авлакогена, которому в современном рельефе соответствует широкая протяженная депрессия. Кроме того, по снимкам трассируются и линеаменты, являющиеся юго-восточным продолжением разломов Среднерусского авлакогена. Они прослеживаются до районов Минска и Гомеля, где сочленяются с известными по геолого-геофизическим данным разломами, определяющими ориентировку основных структур фундамента, в частности Минского архейского массива, а также ограничивающими с северо-запада Украинский щит.

Проведенная В. И. Макаровым [1978] на схеме масштаба 1 : 10 000 000 статистическая обработка данных по линеаментам показала, что северо-западные имеют преимущественное направление 315°, а северо-восточные дают два пика на розе-диаграмме — 25 — 45° и 75°. Сходные цифры были получены автором и при обработке схемы линеаментов северо-восточной части плиты с использованием когерентной оптической установки (обработку на установке проводила З. Г. Ефимова, ЛАЭМ НПО «Аэрогеология»): 300—315° для северо-западных и 30—50° для северо-восточных. Линеаменты с простиранием 75° часто меняют простирание на широтное (что хорошо подтверждается данными обработки на когерентно-оптической установке), образуя в целом близширотную серию. Наиболее протяженные линеаменты этого направления отдешифрированы в северной части плиты. Один из них прослеживается почти непрерывно от района Нарвы

до Котласа, второй в виде отдельных фрагментов, лежащих иногда на продолжении один другого, иногда кулисообразно, а иногда и в виде серии сближенных параллельных линеаментов — от побережья Рижского залива до верховьев р. Камы. К числу широтных структурных элементов относятся Московский и Припятский грабены. На одной линии с последним находится и протяженный линеамент, прослеженный примерно от Пензы через Куйбышев до Стерлитамака. К нему, в частности, приурочена Жигулевская система дислокаций.

Близмеридиональные линеаменты четко просеживаются на снимках на значительные расстояния в пределах западной части плиты. Наиболее четкий из них тянется от Финского залива (от района г. Кохтла-Ярве) до среднего течения р. Днестра (район г. Хмельницкого). Второй, по характеру выраженности аналогичный описанному выше Рижско-Камскому широтному линеаменту, трассируется примерно вдоль меридиана 60° в. д. На северо-востоке плиты близмеридиональные линеаменты также многочисленны, с ними связано, в частности, формирование Кировско-Кажимского авлакогена, по которому раздвинут Вятско-Сыктывкарский гнейсовый овал. В центральной части изученной территории их выявлено меньше.

В целом Таллинско-Пачелмская система линеаментов делит всю Русскую плиту на две части, отличающиеся по степени выраженности разломов разного простирания. В северо-восточной части плиты наиболее существенную роль в формировании структуры играют северо-западные и северо-восточные разломы, в юго-западной — северо-восточные и близмеридиональные. Постоянство ориентировки основных систем линеаментов, вероятно, объясняется напряжениями, связанными с проявлением ротационного режима Земли. Необходимым условием для реализации этих напряжений в виде разрывных нарушений является наличие жесткой, в современном понимании, земной коры. Такие условия возникли, очевидно, на рубеже архея и раннего протерозоя. В то же время расчеты ряда авторов [Люстих, 1962] показывают, что одних ротационных напряжений недостаточно для формирования крупных нарушений. Последние возникают только в тех местах, где векторы ротационных напряжений совпадают с векторами локальных напряжений, связанных с эндогенными процессами [Шерман, 1977]. Именно различие проявлений последних во времени и пространстве определяет различные соотношения между степенью развития разломов разной ориентировки Русской плиты.

При анализе пространственного распределения систем крупнейших линеаментов выявляется закономерность, ранее отмеченная при дешифрировании космических снимков Казахстана и Урала [Стрельников, 1979; Dolivo-Dobrovolsky, Strelnikov, 1976], — наличие «шага» разломов: 400—500 км для северо-западных и 300—400 км для северо-восточных с последующим уменьшением его по мере снижения ранга линеаментов. Для ортогональной системы характерны расстояния между крупнейшими линеаментами 250—300 км. Указанные закономерности можно интерпретировать с позиций волнового распределения напряжений в земной коре [Плотников и др., 1969].

Кольцевые структуры

При дешифрировании космических снимков Русской плиты, помимо линейных, выявлено большое количество структур, для обозначения которых используются такие термины, как «структуры центрального типа» [Соловьев, 1978], «концентрические структуры» [Лучицкий, Бондаренко, 1976; Шульц, 1974]. Размеры их в пределах плиты колеблются от 50—70 до 400—600 км в диаметре. При их анализе и типизации были использованы признаки, установленные для структур, развитых в обнаженной части Балтийского щита [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976, 1978а].

Первый тип структур I порядка, выделяемый как «гранитные овалы», характеризуется тем, что системы линейных дислокаций и отвечающие им линейные системы магнитных пород при общем генеральном простирании обнаруживают дугообразные изгибы, согласные с отдешифрированными разломами, и как бы обтекают более жесткие ядра. Это можно рассматривать как свидетельство заложения кольцевых структур до линейных. При заложении последние используют близкие по простиранию элементы более древних кольцевых разломов. При встрече кольцевых и линейных разломов под углами, близкими к прямым, приспособления линейных структур к кольцевым не происходит. Этим структурам отвечают изометричные в плане гравитационные аномалии. В их пределах развиты древнейшие гранитоиды.

Второй тип кольцевых структур выделяется на основании более высокого совпадения плана отдешифрированных разломов и магнитных горизонтов фундамента. Для него

характерно наличие целых систем дугообразных магнитных комплексов, конфокальных с отдешифрированными кольцевыми разломами, хотя и для этого типа также отмечается наличие более поздних секущих, частью приспосабливающихся линейных систем магнитных пород. Дугообразно изогнутые аномальные зоны отмечаются и в региональных магнитных полях. Все это, а также данные о составе слагающих кольцевые структуры пород позволяют рассматривать эти структуры вслед за Л. И. Салопом [1971] как гнейсовые овалы.

Указанные крупнейшие кольцевые структуры находят отражение и в гравитационном поле, что устанавливается при сравнении результатов дешифрирования с картой локальных гравитационных аномалий, составленной А. Д. Серовой, Е. Ф. Козловой и др. [Изучение..., 1971]. В их понимании понятие «локальная аномалия» отличается от общепринятого (аномалии, вызванные структурами осадочного чехла III и более высоких порядков) и отвечает особенностям строения и состава верхней части фундамента — гранито-гнейсового слоя мощностью 10—12 км. В результате указанная гравиметрическая карта характеризует структуру фундамента платформы на уровне его поверхности. Крупнейшие кольцевые структуры в большинстве своем прослеживаются по системам дугообразных аномалий, конфокальных с отдешифрированными кольцевыми разломами, либо выделяются по общему рисунку аномалий.

Сопоставление со схемами геологического строения фундамента [Гафаров, 1976; Основные..., 1979] показывает, что крупнейшие кольцевые структуры пространственно совпадают с жесткими архейскими массивами. Причем некоторые кольцевые структуры как бы охватывают целиком или частично два-три массива, поэтому можно предполагать наличие до заложения раннепротерозойских складчатых линейных систем единых крупных ядер архейской консолидации. Так, в единую Прибалтийскую структуру объединяются Западно-Литовский и Даугавпилсский массивы, Вятско-Сыктывкарская структура объединяет Камский массив, северную часть Вятского и восточную часть Вычегодского. В то же время Беломорский массив как бы разделен Беломорским грабеном на две части, каждой из которых соответствует отдешифрированная по снимкам кольцевая структура (Вологодская и Пинежская). Система дугообразных разломов, часть из которых совпадает с показанными на геологических схемах, образует крупную (диаметром 450 км) структуру, в центральной части которой расположен Вышневолоцкий массив. Уфимская структура [Стрельников, 1979] делится на две почти равные части, соответствующие Камскому массиву и Калтасинской впадине. Эта структура четко прослеживается и в пределах миогеосинклинальной части Уральской складчатой области. Выявленные соотношения кольцевых структур и основных структур фундамента позволяют использовать данные дешифрирования для палеогеологических реконструкций и могут быть использованы при интерпретации геофизических данных при тектоническом районировании фундамента.

Кольцевые структуры более высоких порядков (150—200 км) располагаются как внутри структур I порядка (пространственно также тяготея к архейским массивам), так и за их пределами, в областях развития свекофеннских и карельских складчатых систем. Примером структур первого типа является Новгородская (Ижорская), располагающаяся к югу от Ленинграда. В центре ее находится крупный массив гранитов рапакиви, являющийся интрузией центрального типа. Интрузии этого типа завершают субплатформенный этап эндогенного развития фундамента. Белозерская, Вильнюсская и Западно-Белорусская структуры расположены в пределах архейско-протерозойских складчатых систем, отражая, вероятно, их внутреннюю структуру, сформировавшуюся на этапе древнейшего архейского нелинейного тектогенеза. Они соответствуют характерным для этих складчатых областей структурам реоморфизма. При этом Западно-Белорусская структура очень четко проявлена в рельефе фундамента и в геологическом строении дочетвертичных отложений. Припятская структура, располагаясь целиком в пределах развития свекофеннид, охватывает и Коростенский плутон гранитов рапакиви, чем сходна с Ижорской структурой. Она четко трассируется на космических снимках, в аномальном магнитном поле, на геологической карте дочетвертичной поверхности. Ее особенность заключается в том, что она объединяет два разных структурных элемента — Украинский щит (в пределах Коростенского плутона) и девонский Припятский грабен. В целом же в юго-западной части платформы дешифрируется большое количество разнопорядковых дугообразных элементов, преимущественно в пределах Украинского щита и Приазовского массива. Они соответствуют описанным в литературе гранито-гнейсовым куполам и отдельным массивам гранитоидов, для которых характерны изометричные очертания.

Среди небольших по размерам (около 30—50 км) структур наибольший интерес представляет Ковернинская, расположенная в 70 км к северу от г. Горького. Она представляет собой ограниченную кольцевыми разломами, почти изометричную в плане кальдерообразную впадину фундамента с выступом в центральной части. Строение ее подробно описано С. Н. Тихомировым [1978]. Структура четко проявлена в современном ландшафте и уверенно распознается на снимках. Природа ее трактуется неоднозначно. Р. Р. Туманов [1973] относит Ковернинскую структуру к тектоно-магматическим. Л. В. Фирсов [1965] и В. Л. Масайтис [1973] рассматривают ее как метеоритный кратер. Оставляя окончательное решение проблемы генезиса этой структуры в стороне, отметим ее положение в региональной структуре. Ковернинская структура располагается на пересечении кольцевых разломов, ограничивающих Горьковскую структуру I порядка, рассматриваемую как гнейсовый овал, и протяженного восток-северо-восточного линейного разлома. Что касается других структур этого порядка (50—100 км), отдешифрированных в различных частях плиты, то природа их пока остается неясной. Для некоторых из них, например для Котласской (непосредственно к северу от г. Котласа), Тамбовской и ряда других, отмечается пространственное совпадение с положением крупных гранитоидных массивов в фундаменте. Возможно, эти структуры отвечают структурам гранитообразования и ультраметаморфизма, широко распространенным на территории Балтийского щита.

Следует остановиться также на структурах, выявленных в пределах Прикаспийской впадины. Все они преимущественно в виде сводов четко выражены в новейшей структуре и структуре платформенного чехла [Космофототектоническая..., 1978]. В их пределах в основном сконцентрированы соляные купола, закартированные при геологической съемке. Возможно, что их природа связана с процессами соляного диапиризма в широких масштабах.

Рассмотренные типы кольцевых структур, безусловно, не ограничивают перечень этого типа образований на территории Русской плиты. Если наиболее крупные по размерам структуры, без сомнения, отражают особенности строения фундамента, то большое число небольших структур вполне может быть связано с локальными структурами чехла. На карте они показаны как структуры неясного генезиса.

Как уже отмечалось ранее [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978а], наблюдается унаследованное развитие ряда крупнейших структур в течение фанерозоя. Например, крупная Вологодская структура, расположенная между оз. Белым и р. Северной Двиной, четко отражается в рельефе фундамента. Во время формирования осадочного чехла влияние ее сказывалось в распределении областей поднятий и опусканий, что устанавливается при сопоставлении схемы отдешифрированных разломов и изопахит некоторых структурных этажей. В новейший этап структуре в целом соответствует область значительных движений. Припятская структура проявляется в современном структурном плане и на космических снимках, хотя в среднем и позднем палеозое отдельные ее части входили в состав разнородных структурных элементов. Тем не менее фрагменты докембрийского фундамента в центре Припятского грабена (Житковичский горст) с его спецификой состава метасоматических образований и редкометальным оруденением, типичным для прилегающих участков Украинского щита, свидетельствуют о структурной общности этих частей единой Припятской структуры на ранних этапах развития региона.

Что касается возрастных взаимоотношений, выявленных при дешифрировании линейных систем между собой и с кольцевыми структурами, то за основу могут быть приняты соотношения, установленные для Балтийского щита, поскольку основные системы разломов имеют трансрегиональный характер, трассируясь со щита в пределы плиты. Как один из диагностических признаков характер соотношения линейных и кольцевых структур заложен в приведенной выше классификации последних. При анализе карты линеаментов и кольцевых структур прежде всего обращает на себя внимание соотношение раздвиговых зон (авлакогенов, грабенов) с крупнейшими кольцевыми структурами. Можно считать, что разломы, ограничивающие эти зоны, как правило, приспосабливаются к более древним кольцевым ограничениям кольцевых структур. Это хорошо видно на примере соотношения Вологодской и Тверской структур с северными ограничениями Среднерусского авлакогена. Дугообразные разломы на некоторых участках Днепровско-Донецкого авлакогена были закартированы при геологической съемке. Однако при дешифрировании космических снимков становится очевидным, что они являются лишь фрагментами кольцевых разломов, ограничивающих выделенную здесь Ворошиловградскую структуру, которая, помимо отражения в структуре фундамента, на что указывает анализ магнитного поля, вырисовывается в строении дочетвертичной поверхности. Интересно соотношение Припятской кольцевой структуры с прилегающими линейными

структурами. С одной стороны, северо-западное окончание Днепровско-Донецкого авлакогена как бы огибает Припятскую структуру, в то время как Припятский грабен ее разрывает. Аналогичные соотношения имеет Вятско-Сыктывкарская структура со Среднерусским авлакогеном (соотношение приспособления) и Кировско-Кажимским грабеном (секущее положение последнего по отношению к структуре). К северо-восточным ограничениям последней приурочен и изгиб Тиманских структур в зоне сочленения с Уральской складчатой системой.

Еще более показательно сочленение Уфимской кольцевой структуры с геосинклинальными структурами Среднего и Южного Урала. Контур Уфимской структуры очень четко виден на снимках низкого разрешения, полученных со спутников системы «Метеор», в виде сплошной темной дугообразной линии. Этот дугообразный разлом пересекает структурные зоны западного склона Урала (миогеосинклинальная область), на отдельных участках в районе Свердловска совпадая с дугообразными отрезками Главного Уральского глубинного разлома. К северо-восточной части этой структуры в фундаменте Русской плиты приурочен архейский Башкирский массив. Юго-западной половине отвечает Калтасинский прогиб, отделяющийся от Башкирского массива северо-западным разломом, также хорошо опознающимся на снимках. В пределах Урала к дугообразному ограничению этой структуры приурочена полоса наиболее древних для Урала среднепротерозойских геосинклинальных отложений, что свидетельствует о древности заложения разлома. Уже при предварительном анализе [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976] отмечалось, что контур Уфимской структуры трассируется также дугообразным расположением магнитных аномалий и что в пределах структуры отмечается повышенное гравитационное поле. Движения этого блока фундамента оказывали влияние на формирование структурного плана Уральской складчатой системы на протяжении всего фанерозоя. Более того, эти движения продолжаются и в настоящее время, на что указывает повышенная сейсмичность Среднего Урала. Зоны эпицентров наиболее сильных (5—6 баллов) землетрясений пространственно приурочены к контуру рассматриваемой структуры.

Указанные соотношения наиболее крупных линейных и кольцевых структур, а также примеры унаследованного развития последних свидетельствуют о большом влиянии древнего структурного плана, сформировавшегося в раннем протерозое, на развитие плиты в платформенный этап, а также на формирование структуры закладывающихся на ее краях складчатых систем.

Соотношение линейных структур (линеаментов) с кольцевыми структурами более высокого порядка, как видно на карте, неоднозначно. Наблюдаются случаи пересечения линеаментами кольцевых структур без видимых смещений, но часты разрывы, обрезания, смещения отдельных частей кольцевых разломов. Последний вариант однозначно говорит о более молодом возрасте линейной структуры. Реже устанавливается пересечение линеаментами кольцевых структур без видимого нарушения их целостности; в этом случае, очевидно, можно было предполагать одновременное заложение обеих структур, либо считать какой-то из двух структурных элементов (в каждом конкретном случае исходя из геологической ситуации и степени выраженности на снимках) образованием, генерированным в чехле и представленным на поверхности зонами повышенной трещиноватости.

Таким образом, результаты дешифрирования космических снимков при значительном совпадении с известными данными о геологическом строении и структуре кристаллического фундамента и чехла Русской плиты выявляют и ряд новых структурных элементов, пока еще не имеющих достаточного геологического обоснования, и выдвигают новые проблемы, на решение которых и должно быть обращено внимание исследователей.

ЗАПАД ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Несмотря на значительные объемы геолого-геофизических исследований, обширные регионы западной части Восточно-Евпропейской платформы изучены все еще недостаточно.

Учитывая это, большой интерес представляет применение дистанционных методов геологических исследований, в частности дешифрование космических снимков. Были отдешифрированы многочисленные сканерные космические снимки со спутников системы «Метеор», относящиеся к различным временам года, материалы многозональной космической съемки с орбитальной станции «Салют-6», а также сканерные космические снимки со спутников «Ландсэт» (рис. 81). В процессе работы большое внимание было уделено исследованию структурно-геологической информативности различных типов снимков,

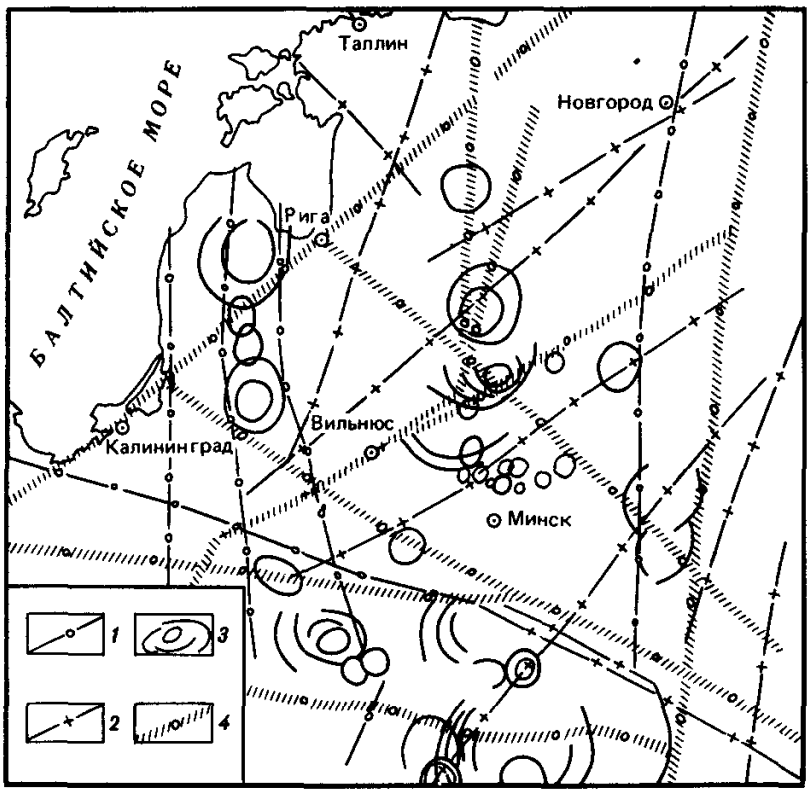


Рис. 81. Карта линеаментов и кольцевых структур запада Восточно-Европейской платформы

1, 2 — основные линеаменты: *1* — нижнекорового, верхнемантийного и *2* — верхнекорового заложения; *3* — дуговые линеаменты и кольцевые структуры; *4* — линеаментные зоны глубинного заложения

особенностям отображения в ландшафте и на снимках различных геологических тел и структур. Проведение этой части исследований на примере хорошо изученных участков позволило сформулировать дешифровочные признаки различных по размерам, морфологии и генезису структур, выявить снимки, оптимальные по масштабам и фототехническим характеристикам, для изучения каждой структуры. Это, в свою очередь, позволило обоснованно провести интерпретацию материалов дешифрирования и выделение по снимкам конкретных разломных и пликативных структур.

Анализ выделенных линейных элементов изображения земной поверхности показывает, что в той или иной степени по различным признакам дешифрируются практически все крупные структуры и системы разломов, известные в настоящее время в пределах западной части Восточно-Европейской платформы. Прежде всего хорошо прослеживается система разломов юго-восточного простирания, протягивающаяся от Балтийского до Черного моря. Совпадая с линией Тейсейра—Торнквиста, эта система протягивается через территорию Польши к Свентокшиским горам, являясь, по мнению большинства исследователей, юго-западным ограничением древней Восточно-Европейской платформы. Далее она прослеживается на юго-восток, проходит несколько юго-западнее городов Львов и Черновцы и доходит почти до Черного моря в районе Измаила.

Другая крупная система разломов, имеющая северо-восточное простирание, протягивается от Судетских гор в районе городов Герлиц и Легницы, пересекает Великопольскую низменность, а в районе городов Гданьск и Эльблонг выходит к побережью Балтийского моря. Далее она протягивается через Самбийский и Курземский полуострова, вновь выходит к Балтийскому морю в южной части Рижского залива и затем достигает центральной и северной частей Чудского озера. К северо-востоку от Чудского озера прослеживаются лишь отдельные разломы этого направления. Таким образом, названная система разломов протягивается более чем на 100 км в виде четырех-пяти линий на юго-западе и двух-трех — на северо-востоке при общей ширине этой зоны 50—75 км. Наиболее хорошо изучены центральная и северо-восточная ее части, находящиеся в пределах СССР. Здесь эта система известна под названием Лиепайско-Псковской зоны разломов. С небольшими различиями она фиксируется на тектонических схемах практически всеми исследователями, занимающимися изучением тектоники этого региона.

Важное значение в развитии Восточно-Европейской платформы имеет система разломов, протягивающаяся с запад-северо-запада на восток-юго-восток. Она включает крупные зоны разломов, которые контролируют Сарматско-Туранский линеамент. По данным дешифрирования космических снимков, эта система разломов рассекает Среднеевропейскую плиту, протягиваясь от датского и нидерландского побережий Северного моря параллельно горам Визенгевирге, Гарц и Судеты. В районе городов Берлин и Познань система раздваивается: южная ветвь протягивается вдоль Судет к Свентокшиским горам, а северная — вдоль меридионального течения р. Вислы к верховьям р. Припяти и включает Южно-Припятскую зону разломов и субпараллельные ей разломы, пересе-

кающие Украинский щит. Последние довольно хорошо согласуются с рельефом и внутренним строением щита, разделяя различные его блоки. Далее на юго-восток данная зона разломов контролирует южное ограничение Днепровско-Донецкой впадины. На всем ее протяжении выделяется довольно много оперяющих разломов, к которым приурочены многие тектонические границы, в частности южная граница Припятского прогиба. Их простирание может существенно отличаться от простирания всей зоны.

Почти параллельно этой зоне разломов в том же направлении прослеживается от побережья Балтийского моря еще одна зона разломов, которая пересекает затем Белорусскую антеклизу. Отдельные разломы этой зоны окаймляют с севера Брестско-Подлясскую впадину и Припятский прогиб. Далее зона протягивается на юго-восток, контролируя с севера западное ограничение Днепровско-Донецкой впадины. Как и предыдущая зона разломов, она включает значительное число оперяющих разломов, которые контролируют тектонические элементы.

Особенно хорошо на космических снимках видны места пересечения разломов рассмотренной системы с другими, например с принадлежащими к Лиепайско-Рижско-Псковской зоне. В этом случае в ландшафте им соответствуют существенные понижения и заболоченные участки, а также причудливые изгибы русел рек, что прекрасно фиксируется на космических снимках как по мозаике фотоизображения, так и по его тону. Вообще же разломы рассмотренной системы очень хорошо выражены в тех случаях, когда они разделяют или контролируют различные крупные тектонические элементы, например Днепровско-Донецкую впадину, Припятский прогиб, Украинский щит. В тех случаях, когда разломы проходят внутри каких-нибудь структур или пересекают их, например Белорусскую антеклизу или Украинский щит, они выражены гораздо слабее: на космических снимках это обычно небольшое изменение мозаики фотоизображения, в ландшафте — небольшие уступы рельефа или русла небольших водотоков.

Следующей крупной системой разломов, пересекающих западную часть Восточно-Европейской платформы, является Готландско-Неманская. Разломы этой системы прослеживаются в акваториальной части Балтийской синеклизы [Богданов, 1971], а начиная от устья Немана фиксируются на суше. Протягиваясь на расстояние более 1000 км при ширине 30—50 км, разломы этой системы определяют внутреннюю структуру фундамента, что подтверждается также анализом гравитационных и магнитных аномалий.

Пересекая практически всю Балтийскую синеклизу, разломы Готландско-Неманской системы достигают и Белорусской антеклизы, однако активность их при этом существенно уменьшается, хотя они могут быть прослежены практически до северного ограничения Припятского прогиба. Далее они сливаются с северной ветвью предыдущей системы разломов. Омоложение разломов этой системы в новейшее время с тенденцией всей зоны к опусканию привело к тому, что они уверенно выделяются на космических снимках и в ландшафте.

Северо-восточнее Готландско-Неманской системы разломов субпараллельно ей прослеживается Даугавская зона разломов. На суше она начинается от побережья Балтийского моря в районе г. Риги, идет вдоль нижнего течения р. Даугавы и ряда субпараллельных ей рек. В районе г. Полоцка и пос. Бешенковичи эта зона разломов протягивается далее на юго-восток, пересекает р. Днепр в районе г. Могилева и далее продолжается в сторону городов Горки, Сураж и Унеча. На северо-востоке отдельные разломы этой зоны прослеживаются на Курземском полуострове между городами Юрмала и Вентспилс. Эта зона проявляется в виде трех—пяти субпараллельных разломов общей шириной 30—70 км на протяжении 700 км в пределах изученной территории.

Крупная система разломов пересекает Восточно-Европейскую платформу почти в меридиональном направлении с севера на юг — от Балтийского до Черного моря. Начинаясь от побережья Финского залива, она почти в меридиональном направлении проходит через Эстонию, доходит до Даугавской зоны разломов, после чего слегка отклоняется к юго-юго-западу, протягиваясь через Белорусскую антеклизу. В верхнем течении р. Припяти эта система пересекает Полесскую седловину и затем прослеживается к югу вдоль западного ограничения Украинского щита до побережья Черного моря в районе г. Измаила. Таким образом, ее длина составляет примерно 1500 км при ширине около 75 км; система включает обычно две-три линии разломов.

Отдельные зоны разломов, входящие в эту систему, довольно хорошо изучены на территории Белоруссии и Латвии. В Латвии к этой системе принадлежит несколько зон разломов: Прибалтийская, Смилтевская, Малиенская, Вилякская [Берзинь и др., 1974]. Наиболее крупной является Прибалтийская зона (ширина около 50 км, прослежена на глубину до 20 км), пересекающая Латвию и Литву почти в меридиональном направле-

нии вблизи побережья Балтийского моря. Остальные три зоны этой системы, хотя и имеют глубинное заложение, прослежены на гораздо меньшие глубины (до 4—6 км).

На территории Белоруссии к этой системе относится также Выжевско-Минский разлом [Айзберг, Гарецкий, 1974], причем здесь отмечается ряд разломов, оперяющих по отношению ко всей системе. Они имеют глубинное заложение и отличаются резким изменением глубины залегания поверхности Мохоровичича, полосой повышенных градиентов скоростей современных движений, отчетливым линейным разграничением областей разновозрастной переработки, различным характером аномалий магнитного и гравитационного полей. К юго-западу от Белоруссии Выжевско-Минский разлом уходит в область глубокого погружения фундамента в пределах Львовского палеозойского прогиба, что полностью подтверждается материалами дешифрирования космических снимков.

Очевидно, древнее заложение имеют и другие две системы разломов, пересекающие Восточно-Европейскую платформу в меридиональном направлении от побережья Балтийского моря до границы СССР с Польшей и затем прослеживающиеся, хотя и менее отчетливо, почти до г. Варшавы. Отдельные разломы этих систем отмечались на территории Литвы [Каплан, Сувейздис, 1970], а на территории Латвии к ним относятся Талсинская, Кандавская и другие зоны разломов [Берзинь и др., 1974].

Наконец, нужно упомянуть еще об одной системе глубинных разломов, выделяемых на западе Восточно-Европейской платформы при дешифрировании космических снимков. Это многочисленные разломы северо-восточного простирания, протягивающиеся от р. Вислы на юго-западе до р. Западной Двины на северо-востоке и уходящие далее на северо-восток, за пределы изученной площади. Отдельные разломы этой системы отмечались на территории Белоруссии [Айзберг, Гарецкий, 1974; Тектоника..., 1976]. Они чаще всего отделяют древние массивы фундамента (Новгородский, Полоцкий и др.) от складчатых систем (Валдайская, Полоцко-Талсинская и др.). На космических снимках они обычно прослеживаются на расстоянии в несколько сот километров при ширине 10—15 км, и только одна из них более протяженна. Начинаясь от рек Нарев и Бебжа на западе, она проходит затем по рекам Мяркис и Вилия, пересекает р. Западную Двину в районе г. Верхнедвинска и уходит далее к г. Великие Луки.

Кроме описанных крупных систем, в пределах запада Восточно-Европейской платформы отмечаются ряд зон разломов и отдельные разломы, имеющие меньшую протяженность, но часто играющие определяющую роль в развитии крупных геологических структур. К таким зонам, например, относится Куршско-Прегольская. Она имеет почти широтное направление и играет существенную роль в формировании локальных структур. Эта зона протягивается и в Балтийское море [Берзинь и др., 1977], появляясь затем на суше в пределах поднятия Лэба и доходя до Датско-Польской борозды.

По космическим снимкам возможно изучение и крупных пликативных структурных форм запада Восточно-Европейской платформы. Такие структуры (антеклизы, синеклизы, валообразные поднятия и др.) выявляются на снимках по изменению фототона и элементов мозаики изображения. Сам факт их выраженности в ландшафте и на снимках, очевидно, определяется несколькими причинами. Главнейшие из них связаны с унаследованным характером неотектонических движений, с генетической и морфологической приуроченностью крупных структур к главнейшим системам и зонам разломов, по которым происходили дифференцированные подвижки фундамента платформы. Кроме того, крупные структуры, являясь геологическими телами, обладают комплексом специфических геофизических, геохимических и других характеристик, влияющих на ландшафт и его отражение на космических снимках. Применение космических снимков позволило получить определенные дополнения и уточнения о строении Белорусской антеклизы, Балтийской синеклизы, Оршанской впадины, Латвийской и Полесской седловин.

Анализ космических снимков дает возможность выделить как мелкие, связанные с соляными куполами, мульдами и астроблемами, так и крупные кольцевые и концентрические структуры, которые сосредоточены в четырех районах. Западная группа, состоящая из пяти таких структур, протягивается меридиональной полосой в районе Курземского полуострова и южнее него. Наиболее значительные по размерам и хорошо выраженные из них — Курземская и Нижненеманская концентрические структуры. Они фиксируются по двум — четырем контурам (по двум замкнутым и еще одному-двум незамкнутым). Три другие структуры имеют меньшие размеры и лишь один хорошо видимый контур

Хорошо выраженная на космических снимках и в ландшафте Браславская концентрическая структура расположена на левобережье р. Западной Двины в районе Браславских

озер. Она четко выделяется двумя центральными замкнутыми овалами и еще двумя-тремя незамкнутыми. Центральные овалы вытянуты, имеют эллипсовидную форму; диаметр внутреннего кольца 25—35 км, внешнего — 40—50 км. Кроме того, прослеживаются отдельные фрагменты овалов, имеющие диаметр 90—100 км.

Следующая группа концентрических структур, расположенная в западной части Белоруссии в верховьях рек Мухавец и Ясельды, состоит из трех структур, которые выделяются двумя-тремя контурами, и из фрагмента четвертой стурктуры. Эта цепочка концентрических форм протягивается в северо-западном направлении от г. Дрогичина до г. Пружаны. Структуры имеют в поперечнике 30 км по внутреннему овалу и около 50 км по наружному. Северо-западная структура этой группы — Пружанская — выделяется по двум овалам. Вторая структура — Березовская, расположенная юго-восточнее, выделяется тремя контурами, третья — Дрогичинская — двумя. Кроме того, намечается Ивановская кольцевая структура, у которой четко выделяется лишь ее северная часть, отражающаяся на снимках двумя полукольцами. Помимо основных двух-трех колец, в ландшафте приуроченных к руслам рек Нарев, Мухавец, Лесная и Ясельда, на снимках выделяются фрагменты еще нескольких колец, которые, очевидно, соответствуют отдельным уступам рельефа и поэтому проявляются на космических снимках не столь четко.

Две концентрические структуры — Микашевичская и Житковичская — выделены в южной части Белоруссии. На космических снимках они довольно четко намечаются тремя кольцами. Микашевичская структура имеет размеры по внутреннему контуру до 20 км в диаметре, по внешнему — около 40. Житковичская структура по внешнему кольцу имеет размер около 60 км, по внутреннему — около 20. Эти выступы довольно четко сопоставляются с Микашевичско-Житковичским выступом, а в ландшафте их фрагменты приурочены к руслам рек Припять, Лань, Случь, а также к закономерно ориентированным уступам и грядам рельефа.

Наконец, последняя группа кольцевых и концентрических структур протягивается цепочкой субширотного направления от р. Буг на западе до р. Днепр на востоке и расположена в северной части Украины, лишь частично заходя в пределы Белоруссии. Западная из этой группы структур — Свитязская — выделяется по фрагментам трех-четырех колец. Наиболее четко выраженный фрагмент кольца — закономерно ориентированный изгиб р. Буг. В центральной части структуры расположено оз. Свитязское. Кроме того, структура очерчивается рядом более мелких правых притоков Буга. Размеры структуры 30—35 км по внутреннему овалу и около 70 км по внешнему. Очень четко выражены и остальные структуры этой группы, расположенные восточнее. Прежде всего, к ним относится крупнейшая концентрическая структура Северо-Украинская, имеющая огромные размеры и очень четко выделяемая на космических снимках семью—пятью овалами. Диаметр внешних овалов превышает 225 км. Между Северо-Украинской и Свитязской структурами расположено еще четыре-пять структур, которые имеют меньшие размеры и менее четко выражены одним-двумя овалами. Размеры их от 25—30 до 40—50 км.

Перечисленные структуры, очевидно, не охватывают всех кольцевых структур региона, поскольку их выделение затрудняют мощные четвертичные и более древние платформенные образования. Приуроченность выделенных структур к различным тектоническим элементам запада Восточно-Европейской платформы позволяет сделать вывод о том, что в целом они расположены на наиболее высоко приподнятых участках фундамента платформ. Так, южная группа структур приурочена к Украинскому щиту и к наименее глубокой части Волынской моноклинали, Микашевичская и Житковичская структуры — к Микашевичско-Житковичскому выступу фундамента, северная группа структур — к Полесской седловине и частично к Белорусской антеклизе. Группа структур на севере Украины, а также Микашевичская и Житковичская структуры контролируют очертания южной и западной части Припятского прогиба. Свитязская, Пружанская, Березовская и Дрогичинская структуры окаймляют Брестскую впадину и приурочены к Двинской ступени и Ивацевичскому погребенному выступу.

ЮГ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СКИФСКАЯ ПЛИТА

Исследуемая территория представляет собой область сочленения крупнейших структур земной коры, характеризующихся различной историей развития, — древней Восточно-Европейской платформы со Средиземноморским и Урало-Монгольским складчатыми поясами — и включает структуры с дорифейским возрастом фундамента в пределах Восточно-Европейской платформы и с рифейским — в пределах Скифской плиты [Кикина и др., 1980]. Мощность осадочного чехла колеблется от 20—25 км (Прикаспийская

впадина) до его полного исчезновения (Украинский щит) Это, а также равнинный рельеф большей части территории определили необходимость применения специальной методики дешифрирования космических изображений [Порошин, 1978, Кикина, Порошин, 1980а, б]

При анализе использовались разномасштабные материалы космических съемок, включая телевизионные изображения, полученные со спутников системы «Метеор», черно-белые снимки с орбитальных станций «Салют-4» (основной материал) и «Салют-6», а также для отдельных районов многозональные снимки, полученные камерой МКФ-6 с орбитальной станции «Салют-6» Привлекались и наблюдения космонавтов В В Коваленка и А С Иванченкова, проводившиеся по программе дистанционного зондирования Земли

Линеаменты

Не повторяя опубликованных нами ранее данных о линеаментах рассматриваемой территории [Кикина, Порошин, 1980а, б], остановимся лишь на некоторых общих характеристиках и выводах

Линеаменты хорошо коррелируют с известными разломами и в значительной мере дополняют их рисунок [Кикина, Порошин, 1980а] Многие из них, имея бóльшую протяженность, как бы продолжают их Характерно, что криволинейные разломы дешифрируются на космических снимках в виде линеаментов, смещенных друг относительно друга линеаментами других простираний Причем это относится и к региональным разломам, таким, как Манычский и Астраханский, которые ограничивают соответственно с юга и с севера вал Карпинского Дешифровочные признаки разломов или их отчетливость на космических изображениях данной области не зависят от геологической значимости, глубинности и времени заложения разломов Выраженность подавляющего большинства разломов в рельефе или цвете земной поверхности свидетельствует об активности на современном этапе всей их сети При анализе космических изображений не выявлены линеаменты с простираниями, не характерными для разломов Все это позволяет предполагать, что большинство линеаментов, выделенных при дешифрировании, имеет тектоническое происхождение При сопоставлении большая часть разломов мантийного и нижнекорового заложения совпала с линеаментами что свидетельствует о связи поверхностных и глубинных структур

Линеаменты распространены на изученной территории неодинаково как по плотности, так и по ориентировке (рис 82, 83) Повсеместно встречаются только меридиональные и широтные Из линеаментов других направлений северо-западные (300 и 315°) широко проявлены на Восточно-Европейской платформе и в прилегающих к ней с юга альпийских горных сооружениях Самое большое разнообразие в распределении обнаруживают линеаменты северо-восточных простираний По типу роз-диаграмм (см рис 83) устанавливается принципиальное сходство структур юга Восточно-Европейской платформы между собой и со структурами Горного Крыма и Большого Кавказа и своеобразие структур Скифской плиты Это дает возможность использовать характер распределения линеаментов для тектонического анализа [Кикина, Порошин, 1980б] При сопоставлении отдельных блоков видно, что Прикаспийская впадина имеет много общих черт с Украинским щитом, Равнинный Крым — с Днепровско-Донецкой впадиной, Большой Кавказ — с Украинским щитом Но при этом территории с мощным осадочным чехлом в отличие от покрытых маломощным характеризуются меньшим общим количеством линеаментов при возрастании доли протяженных

Из анализа взаимоотношений конкретных разломов и линеаментов вытекает, что блоки Скифской плиты сдвинуты вдоль края Восточно-Европейской платформы к северо-западу на 70—80 км [Кикина, Порошин, 1980а] О сдвиге свидетельствуют искривления разломов Скифской плиты вблизи границы с Восточно-Европейской платформой, некоторая перекошенность к северо-западу ортогональной решетки разломов и линеаментов Скифской плиты, смещения отдельных, особенно меридиональных, разломов и линеаментов, а также срыв и смещение кольцевых структур Возможен и поворот блоков Скифской плиты против часовой стрелки на 15—30° относительно Восточно-Европейской платформы, а Горного Крыма (вероятно, и Большого Кавказа) — на 15—30° по часовой стрелке относительно Скифской плиты, что устанавливается по угловому несовпадению максимумов на розах-диаграммах разломов и линеаментов внутри блоков Скифской плиты, а также максимумов линеаментов в соседних блоках указанных областей

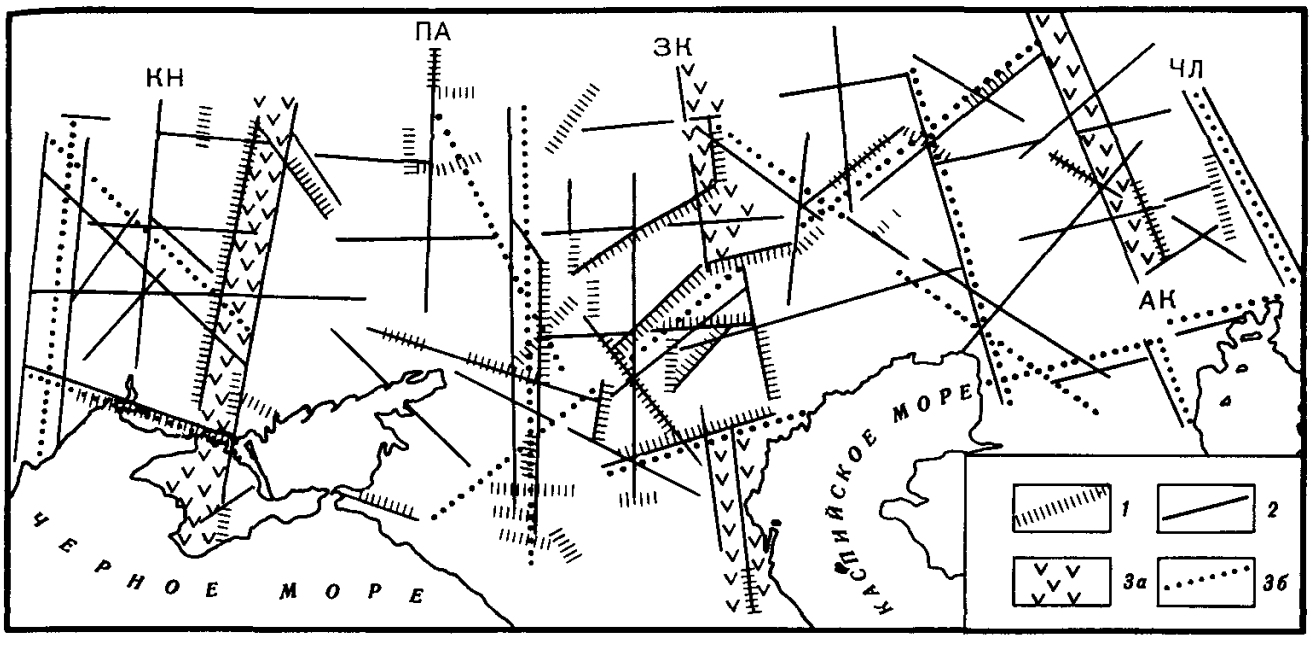


Рис 82 Схема линеаментных зон I и II порядков

1 — оси линеаментных зон I порядка, *2* — линеаментные зоны II порядка (КН — Криворожско Никопольская, ПА — Первомайско Армавирская, ЗК — Западно Каспийская, АК — Актюбинская, ЧЛ — Челкарская) *3* — полосы аномальной интенсивности фототона *а* — светлые, *б* — темные

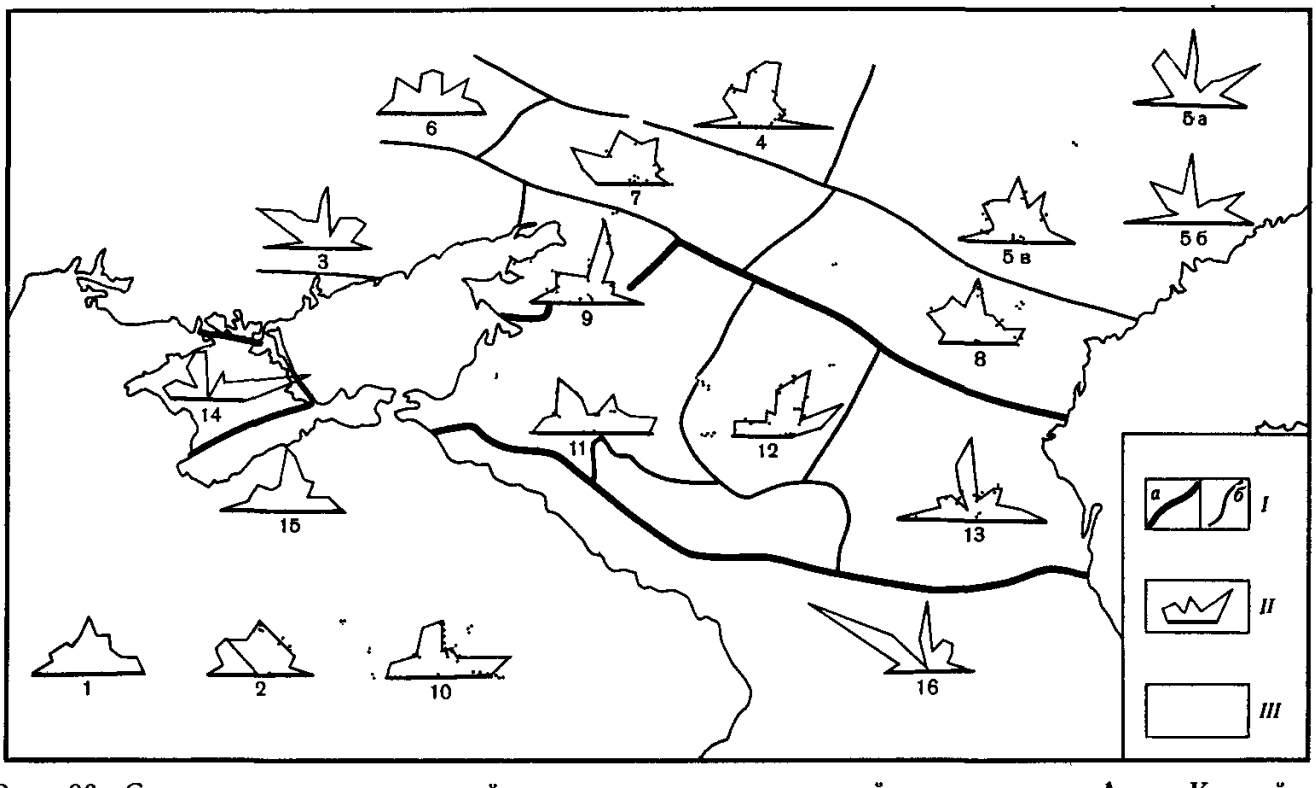


Рис 83 Схема тектонического районирования и простираний линеаментов Азово Каспийской области

I — границы *а* — платформенных и складчатых областей разного возраста, *б* — внутренние, *II, III* — диаграммы простираний линеаментов (*II*) и разломов (*III*) 1 — сводная для всей территории, 2 — сводная для юга Восточно Европейской платформы, 3 — для Украинского щита, 4 — для Воронежской антеклизы, 5 — для Прикаспийской впадины (а — по протяженности, б — по количеству в — отдельно для юго западной части) 6 — для Днепровско Донецкой впадины, 7 — для Донецкого складчатого сооружения, 8 — для вала Карпинского, 9 — для Ростовского выступа, 10—14 — для Скифской плиты 10 — сводная 11 — для Азово Кубанской впадины, 12 — для Ставропольского поднятия, 13 — для Терско Кумской впадины, 14 — для Равнинного Крыма, 15 — для Горного Крыма, 16 — для Большого Кавказа

При анализе плотности линеаментов выделяются зоны их сгущения — линеаментные зоны I порядка (см рис 82), соответствующие зонам глубинных разломов Ширина этих зон обычно не превышает первых десятков километров Наиболее четкими являются меридиональные зоны

Сближенно расположенные зоны I порядка образуют линеаментные зоны II порядка, которые идентифицируются с древними геосинклинальными поясами (Криворожско-Никопольская, предположительно Первомайско-Армавирская и Западно-Каспийская) либо с краевыми швами платформенных и геосинклинальных областей (Актюбинская) Ширина линеаментных зон II порядка 100—150 км Они отвечают системам зон глубинных разломов и имеют значительную протяженность, выходя далеко за рамки рассматриваемой территории Так, вероятно, продолжение Криворожско-Никопольской зоны

на севере структурно выражено в Оршанском (несколько смещенно расположенном к западу), а Западно-Каспийской зоны — в Казанско-Сергиевском авлакогенах Восточно-Европейской платформы.

Блоки, образованные меридиональными и широтными линеаментами, имеют прямоугольную форму с длинной широтной стороной. Размер элементарных блоков составляет примерно 50×75 км. Обращает на себя внимание равномерный шаг меридиональной системы линеаментов. Он близок к величине предполагаемого сдвига структур Скифской плиты вдоль края Восточно-Европейской платформы, в связи с чем сдвиг «замаскирован» и устанавливается с трудом.

Как показало сопоставление с геологическими данными, меридиональные и широтные линеаменты и их зоны соответствуют докембрийским структурам. Это может свидетельствовать о древнем (по крайней мере допалеозойском) возрасте первоначально единого фундамента всей исследуемой территории (включая, по всей вероятности, и облекающие горные области).

Прямоугольная форма небольших и более крупных блоков, ограниченных ортогональными линеаментами и их зонами, явная подчиненность линеаментов других простираний, сплюснутость кольцевых структур, выделенных по космическим изображениям, в меридиональном направлении — все это наряду с древним возрастом заложения и неоднократной активизацией отвечающих им геологических структур позволяет предположить в целом единообразность направления сжатия земной коры с докембрия по настоящее время и ориентировки выделенных блоков [Кикина, Порошин, 1980б]. Последнее подтверждается известными данными по кинематике разломов [Тяпкин, 1972; и др.] и истории их развития.

Особый интерес представляют полосы аномальной интенсивности фототона, ширина которых достигает 25 км. Эти образования, по-видимому, являются грабеноподобными структурами и имеют мантийное происхождение, о чем свидетельствует приуроченность к ним зон глубинных разломов, зон повышенного теплового потока, аномалий в рельефе поверхности Мохоровичича, интенсивных положительных магнитных аномалий, а также, что примечательно, месторождений черных металлов Украины и КМА. Для полос характерны увеличение степени дислоцированности, повышенная нефтегазоносность, меридиональное и широтное или близкие к ним простирания, соответствующие древнему структурному плану, а также приуроченность подавляющего большинства их (всех достаточно крупных и многих мелких) к линеаментным зонам I и II порядков. Все сказанное может свидетельствовать о большой глубинности полос. Их аномальный фототон, по-видимому, связан с интенсивной гидротермальной проработкой, а светлых полос — с гематитизацией.

Основными выводами, полученными из геолого-геофизического анализа данных дешифрирования линейных структур и подтверждающими результаты ранее проведенных исследований в других районах [Порошин, 1981], являются: высокая мобильность земной коры и вместе с тем значительная автономность ее блоков; вероятность сложных горизонтальных перемещений мелких блоков земной коры, по-видимому, происходящих закономерно (на расстояние, кратное шагу меридиональных и широтных систем сетки разломов, при «барьерной» роли структур этих направлений); независимость структурной значимости отдельно рассматриваемых линеаментов от их протяженности и степени выраженности [1]; тесная связь древних глубинных структур и линейных, отдешифрированных по космическим снимкам; образование основной сети линеаментов в значительной мере благодаря горизонтально приложенным силам, имеющим, по мнению авторов, ротационный характер.

Кольцевые структуры

К кольцевым отнесены структуры, имеющие центр симметрии. Геологическая природа и их генезис не ясны. Главным критерием геологической реальности существования структур является закономерное расположение геологических объектов относительно элементов их строения.

На изученной территории они имеют чрезвычайно широкое распространение; выделяются структуры I, II и III (планетарные) порядков, диаметрами соответственно до 100, 100—400, 1000—3000 км (рис. 84).

---

[1] Отмечено, что мелкие линеаменты могут смещать в ряде случаев крупные, вплоть до линеаментных зон.

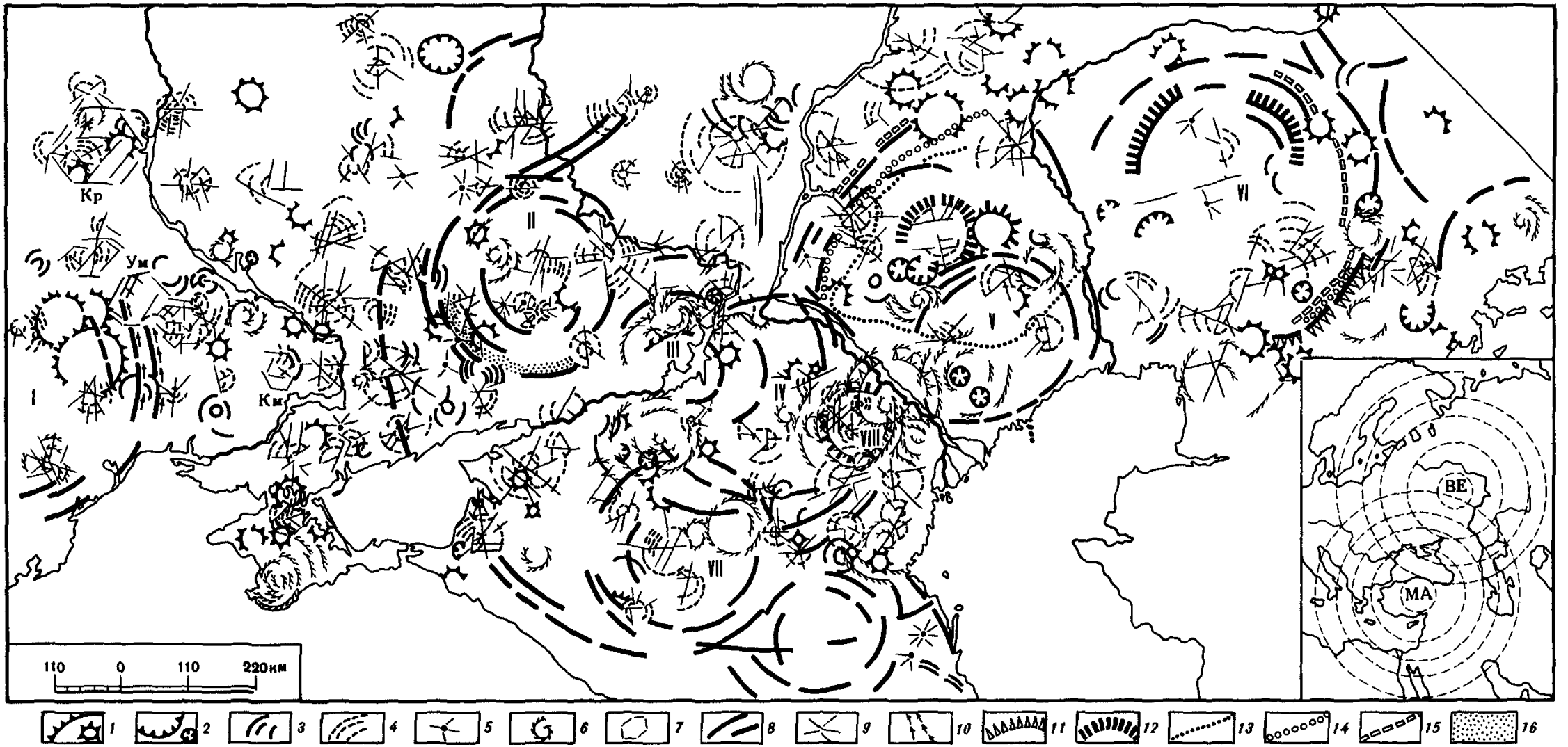


Рис. 84. Схема кольцевых структур Азово-Каспийской области

1—8 — кольцевые структуры: *1* — купольные, *2* — типа впадин, *3* — концентрические, *4* — радиально-концентрические, *5* — радиально-лучевые, *6* — спиральные, *7* — типа шестигранников (КР — Коростенская, Ум — Уманская, Км — Каменская), *8* — большого диаметра; *9* — радиальные элементы строения некоторых структур; *10—15* — аномалии геологического строения: *10* — оси региональных положительных магнитных аномалий, *11* — участки поднятий в «гранитном» слое, *12* — участки поднятий в «базальтовом» слое, *13* — граница области отсутствия «гранитного» слоя, *14* — граница солянокупольной области, *15* — зоны сгущения изолиний плотности пород чехла; *16* — пояс повышенной полиметаллической и сурьмяно-ртутной минерализации.

Кольцевые структуры II порядка (цифры на схеме): I — Молдавская, II — Донецкая, III — Цимлянская, IV — Калмыцкая, V — Западно-Прикаспийская, VI — Восточно-Прикаспийская, VII — Ставропольская, VIII — Восточно-Калмыцкая.

На врезке — схема расположения планетарных кольцевых структур (ВЕ — Восточно-Европейская, МА — Малоазиатская)

По особенностям строения (количеству концентров, наличию или отсутствию радиальных элементов, отчетливости границ и элементов внутреннего строения и т. д.) среди структур I порядка выделяются радиально-концентрические, концентрические, радиально-лучевые и условно, по аналогии с горными территориями [Порошин, 1978], купольные и типа впадин. Кроме этих, выделены структуры спирального и шестигранного строения [Кац, Рябухин, 1978].

Купольные структуры подчеркиваются изометричными светлыми аномалиями фототона. Границы их достаточно отчетливы. Диаметр обычно 30—40 км. Радиальные элементы не характерны, а если встречаются, то в основном соответствуют разломам верхнекорового заложения. Купольные структуры, как правило, пространственно приурочены к гранитоидам. Причем контуры гранитоидов на территориях с мощным чехлом несколько сдвинуты относительно контура структур. Это, вероятно, обусловлено тем, что на космических изображениях отражается иной геологический срез, чем полученный геолого-геофизическими методами. Тела ультраосновных и основных пород, положительные магнитные аномалии, точки минерализации, нефтегазоносные объекты располагаются, как правило, на границах или по периферии структур, в узлах пересечения границ структур радиальными элементами, элементами строения других структур, линеаментами, отвечающими глубинным разломам. Интересно отметить, что в области отсутствия «гранитного» слоя в Прикаспийской впадине купольные структуры приурочены к приподнятым участкам в «базальтовом» слое.

Наиболее интересными среди кольцевых структур I порядка являются широко распространенные радиально-концентрические, количество концентров в которых достигает шести, а радиальных элементов — семи. Простирания последних различны, среди них обычны меридиональные. Заложение их, как правило, глубинное, мантийное. Расстояние между концентрами чаще равное. Для структур характерно смещение реального центра (точки пересечения радиусов) относительно геометрического. Геологические объекты в пределах структур располагаются закономерно по отношению к элементам их строения. С радиально-концентрическими структурами часто пространственно связаны проявления ультраосновного, основного и щелочного магматизма. Причем многие из них зональны: в центре располагаются ультраосновные тела, которые к периферии сменяются основными и кислыми. К центрам и внутренним частям структур приурочены также аномалии повышенного теплового потока, а к периферии — интенсивные магнитные и гравитационные аномалии, соляные купола, рудные точки (железо, полиметаллы и др.), нефтегазоюсные объекты.

При дешифрировании космических изображений выделено незначительное количество структур концентрических, радиально-лучевых и типа впадин, которые, по-видимому, представляют собой частные случаи радиально-концентрических структур и имеют с ними сходные геологические характеристики. Следует отметить, что наличие радиальных элементов, обычно меридиональных, у структур типа впадин, расположение их в узлах пересечения линеаментов, а также намечающаяся связь с мантийными образованиями не позволяют рассматривать эти структуры как метеоритные.

Значительный интерес представляют спиральные структуры. Диаметр их достигает 180 км, количество оборотов в спиралях от двух до четырех. Внешние обороты обычно расположены сближенно. Радиальные элементы, часто меридиональные и широтные, нередко имеют мантийное заложение. Спирали, закручивающиеся против часовой стрелки, типичны для Прикаспийской впадины, по часовой стрелке — для Украинского щита. Спиральность строения структур, по-видимому, обусловлена турбулентным характером перемещения в их пределах эндогенного вещества. К центрам спиральных структур приурочены массивы ультраосновных и основных пород, интенсивные положительные магнитные и гравитационные аномалии, повышенный тепловой поток, а к «хвостам» структур — проявления кислого магматизма, положительные магнитные аномалии.

В отдельную группу обособляются структуры шестигранного строения, выделенные при анализе линеаментов на Украинском щите. Пространственно они приурочены к массивам орогенных и посторогенных гранитов [Порошин, 1981]. Внутри шестигранников отмечены линеаменты, параллельные граням и образующие рисунок, напоминающий зональное строение кварца. Наиболее точно в шестигранные контуры вписываются Коростенский и Каменский (к юго-востоку от Кривого Рога) массивы гранитов. Характерно, что простирания граней Коростенского и Уманского шестигранников соответствуют простираниям плоскостей отдельности этих гранитов.

О глубине заложения структур I порядка можно судить по составу приуроченных к ним магматических тал, а также по глубинности радиальных разломов. Изучение по-

казало, что радиально-концентрические, концентрические, радиально-лучевые, спиральные структуры и, вероятно, структуры типа впадин по аналогии с горной частью Средней Азии являются мантийными, купольные — верхнекоровыми, шестигранники — нижнекоровыми. Структуры купольные и типа впадин обычно занимают подчиненное положение относительно радиально-концентрических и спиральных. Интересно также, что структуры мантийного происхождения, как правило, контролируются мантийными разломами, часто располагаясь в узлах ортогональной сети разломов, в то время как купольные такой связи не обнаруживают. Отмечено, что, чем выше порядок линейных структур, тем больше диаметр и сложнее строение кольцевых, к ним приуроченных.

Анализ структур I порядка показал, что наиболее перспективными на нефть и газ структурами являются радиально-концентрические, а в их пределах — периферийные участки радиальных элементов и концентров, а также узлы их пересечения с линеаментами и элементами строения других структур. Поисковый интерес представляют и крупные спиральные структуры, особенно их «хвостовые» части.

При дешифрировании космических изображении было выделено несколько структур II порядка, имеющих концентрическое и поясное строение [Порошин, 1978]. В пределах этих структур отмечены радиальные элементы, в большинстве соответствующие глубинным (мантийным) разломам. Имеющиеся геологические материалы не позволяют, по мнению авторов, определенно охарактеризовать эти структуры. По-видимому, они являются мантийными, отражающими неоднородности состава или состояния мантии. Для структур характерно тяготение к их центральным частям проявлений ультраосновного и основного магматизма, к периферическим — в большей мере кислого. Отдельные структуры соответствуют областям поднятия «гранитного» слоя (Восточно-Калмыцкая), его отсутствия (Западно- и Восточно-Прикаспийская), областям наибольшего погружения фундамента (южная часть Донецкой, центральная часть Калмыцкой), соляно-купольным областям (Западно- и Восточно-Прикаспийская). К центрам этих структур приурочены аномалии теплового потока, часто повышенного (Западно-Прикаспийская и Калмыцкая), реже пониженного (Ставропольская). Концентричность их строения подчеркивается зонами гравитационных аномалий и гравитационными ступенями (Цимлянская, Донецкая), системами магнитных аномалий (Молдавская, Донецкая), поясами повышенной полиметаллической и сурьмяно-ртутной минерализации (Донецкая), характером изменения плотности осадочных пород чехла (Западно- и Восточно-Прикаспийская). Наиболее активными являются периферические части, к которым тяготеют кольцевые структуры I порядка мантийного происхождения.

Глава 14

ЛИНЕЙНЫЕ И КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ КРЫМСКО-КАВКАЗСКОЙ ОБЛАСТИ

В дешифрировании космических снимков и составлении карты линеаментов и кольцевых структур Крымско-Кавказского региона приняли участие Н. В. Лукина и В. Г. Трифонов (Геологический институт АН СССР), В. Д. Скарятин, М. Ю. Никитин и А. И. Гущин (Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова), Б. С. Сенин, Я. П. Маловицкий и М. Р. Пустильников (Союзморгео Мингазпрома) и работавший под руководством чл.-корр. АН Армянской ССР А. Т. Асланяна А. С. Караханян. Были использованы практически все имеющиеся космические изображения данной территории: мелкомасштабные, с уровнем генерализации 10^7 (спутники «Метеор-18», «Nimbus», «NOAA»), и крупномасштабные, с уровнем генерализации 10^6 (спутники «Метеор-29», «EPTS» — «Ландсэт», а также пилотируемые космические аппараты «Союз-6, «Союз-9», «Союз-12», «Союз-22», орбитальная станция «Салют-4»). При этом учитывались данные, полученные ранее при дешифрировании разномасштабных космических снимков [Дашкевич и др., 1968; Скарятин, 1970; Бызова и др., 1973; Сахатов, 1973, 1976; Трифонов и др., 1973; Брусничкина, Гусев, 1974; Расцветаев, 1974; Мартиросян, Сахаров, 1974; Ананьин, Трифонов, 1976; Кац и др., 1976, 1980, 1981; Копп, Расцветаев, 1976; Скарятин, Атанасян, 1976; Буш, Кац, 1978; Геологическое. . ., 1978; Трофимов, 1980, 1981; Караханян, 1981]. Кроме того, были использованы материалы дешифрирования космических изображений, любезно присланные сотрудниками центра «Геофизика» АН Азербайджанской ССР Э. С. Сулеймановым, И. А. Абдуллаевым, Р. А. Ахундовым и И. М. Мустафаевым.

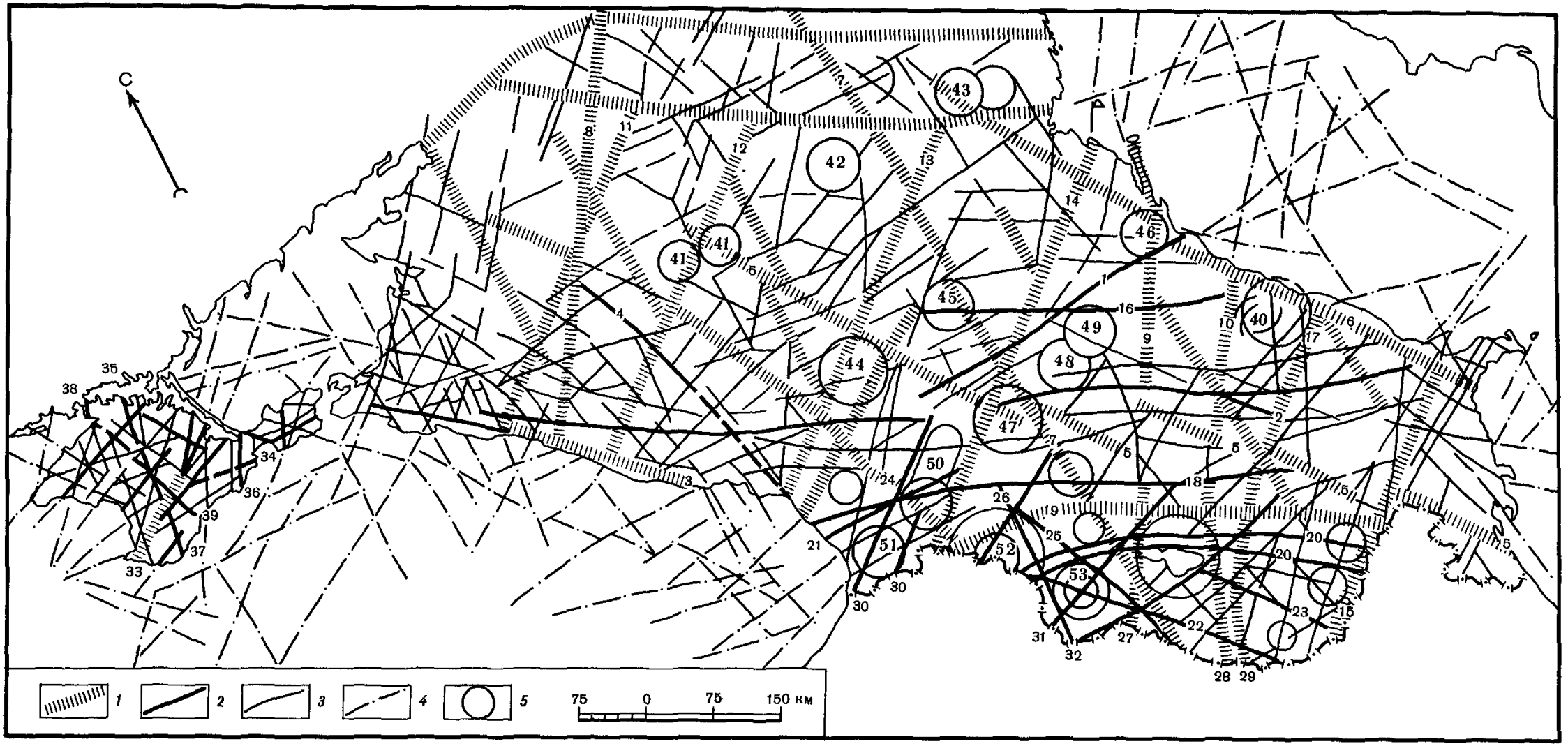


Рис. 85. Карта линеаментов и кольцевых структур Крымско-Кавказского региона. Составили Н. В. Лукина, А. С. Караханян, Б. В. Сенин, В. Д. Скарятин, В. Г. Трифонов при участии А. И. Гущина, Я. П. Маловицкого, М. Ю. Никитина, М. Р. Пустильникова с использованием данных И. А. Абдуллаева, Р. А. Ахундова, Н. А. Брусничкиной, С. Л. Бызовой, Н. А. Гусева, Т. П. Ивановой, М. Л. Коппа, Н. Н. Курдина, С. В. Мартиросяна, Л. М. Расцветаева, В. З. Сахатова, Э. С. Сулейманова

1, 2 — линеаментные зоны (*1*) и линеаменты (*2*), проявившиеся на мелкомасштабных космических изображениях; *3* — линеаменты, проявившиеся на крупномасштабных космических изображениях; *4* — линеаменты в пределах акватории, выявленные структурно-геоморфологическим методом; *5* — кольцевые структуры. Номера линеаментов см. в тексте

Анализ результатов дешифрирования перечисленных выше разномасштабных материалов, сведенных на карту (рис. 85), позволил выявить крупные и протяженные линеаменты и линеаментные зоны, пересекающие целиком структуры Кавказа и Крыма (их можно назвать трансорогенными, или трансрегиональными [1]), а также густую сеть более мелких (локальных) образований, имеющих небольшую протяженность. Первые образуют как бы основной каркас региона и создают картину делимости его на крупные блоки, как будет показано ниже, не только в плане, но и в разрезе земной коры. Вторые имеют, по-видимому, незначительную глубину. Остановимся на первых.

Трансорогенные, или трансрегиональные, линеаменты и линеаментные зоны

Кавказ. Трансорогенные линеаменты и линеаментные зоны Кавказа имеют чрезвычайно разнообразную ориентировку. Тем не менее в их сложном пересечении удается увидеть весьма закономерную картину, прежде всего отчетливо проследить линеаменты и линеаментные зоны кавказского простирания (субширотного, запад-северо-западного), затем «антикавказского» (северо-западного, северо-северо-западного, субмеридионального, северо-северо-восточного, северо-восточного и восток-северо-восточного). В сумме это составляет восемь структурных направлений, отличающихся друг от друга в среднем на 22°.

Линейные образования «кавказских» простираний представлены преимущественно протяженными линеаментами, дешифрируемыми как на мелкомасштабных, так и на крупномасштабных космических изображениях. Исключение составляют граница орогена с платформой, северный край древнего юрского ядра Малого Кавказа (Хопа-Агдамская линеаментная зона по А. С. Караханяну) и линия Карпинского (глубинный разлом в пределах Скифской плиты), проявившиеся на космических снимках как линеаментные зоны.

Примером субширотной линейной структуры Большого Кавказа является Орджоникидзевская линеаментная зона (см. рис. 85, 1), совпадающая с крупным надвигом, располагающимся вдоль сочленения Дагестанского «клина» с Терско-Каспийским краевым прогибом.

Наиболее протяженным линеаментом запад-северо-западного простирания является линеамент, выделенный В. Г. Трифоновым [Макаров, Трифонов, Щукин, 1974; Ананьин, Трифонов, 1976] на южном склоне Большого Каказа (2). Он совпадает с зоной Главного Кавказского глубинного разлома, разделяющего два блока с разной мощностью земной коры: приподнятый горный Восточно-Кавказский (с 50—60-километровой корой) и опущенный депрессионный Куринский (с 40—45-километровой корой). При этом наблюдается пологое надвигание приподнятого блока на опущенный. Этот шов отличается высокой сейсмической активностью.

Антикавказские трансорогенные дешифрируемые линейные образования, за исключением восток-северо-восточного, представлены на космических снимках разных масштабов преимущественно линеаментными зонами. Типичным примером такой структуры северо-западного простирания является линеаментная зона (3), которая протягивается вдоль Черноморского побережья и совпадает с глубинным тектоническим швом, располагающимся на границе орогена с глубоководной морской впадиной. Глубинные разрывы Кавказа этой ориентировки, помимо надвиговой составляющей, имеют, как правило, правосдвиговое смещение [Расцветаев, 1974].

Линеаментные зоны северо-северо-западного простирания широко развиты в пределах Западного Кавказа. Одна из них, например, протягивается вдоль Очамчире-Батумского побережья Черного моря и прослеживается далее по более чем 100-километровому отрезку долины р. Лабы (4). Другая зона, Ставропольско-Ксанинская (5), по В. Д. Скарятину, имеет кулисно расположенное продолжение в Куринской впадине и далее ограничивает Талышские горы, совпадая с Талышским разломом. В пределах Восточного Кавказа линеаментная зона северо-северо-восточного простирания отделяет Большой Кавказ от Северо-Каспийской впадины (6).

Субмеридиональные линеаментные зоны Кавказа секут его с удивительно правильной равномерностью: *они располагаются на расстоянии 140—160 км друг от друга.* Характерно, что линеаментные зоны северо-северо-западного и северо-восточного прости-

---

[1] Они представляют собой элементы более высокого порядка, нежели суперлинеаменты, выделяемые Я. Г. Кацем и др. [1980], Н. С. Афанасьевой и др. [1980].

раний, как правило, смещают субмеридиональные. По-видимому, это свидетельствует о большей древности субмеридионального направления по сравнению с северо-северо-западным и северо-восточным.

Одна из главных линеаментных зон Кавказа — Казбек-Севанская (7) протягивается в пределы платформы до Волгограда. Она разделяет области с резко различными мощностями мезозойско-кайнозойских отложений и делит Большой Кавказ на Западный и Восточный, различающиеся темпами альпийских и новейших тектонических движений [Милановский,1968]. Эта зона является одной из самых глубинных и проходит по границе областей с мощностью земной коры 55 и 60 км [Милановский, 1968; Шолпо, 1978]. В пределах Малого Кавказа к ней приурочена цепочка вулканических аппаратов, активно проявившихся на новейшем этапе, что может свидетельствовать о наличии растяжения по описываемому шву. Северо-северо-восточное направление по результатам дешифрирования космических снимков в пределах Большого Кавказа проявлено слабо. Одна линеаментная зона прослежена в направлении Туапсе — Волгодонск (8), две отмечены в Дагестане (9, 10) [Скарятин, 1976].

Значительно ярче дешифрируется на космических изображениях разных масштабов главное антикавказское структурное направление — северо-восточное. Линеаментные зоны этого простирания в пределах Западного Кавказа — Индокопасско-Усть-Лабинская (11), Сочинская (12), Эльбрусская (13) по Н. А. Брусничкиной и Н. А. Гусеву [1974] и Казбек-Цхинвальская (14) по Л. М. Расцветаеву [1974] — располагаются примерно на равных расстояниях друг от друга. Они совпадают с крупными флексурами и сбросовыми смещениями кристаллического фундамента и геоморфологически выражены, по данным Н. В. Лукиной, в виде ступеней в рельефе с признаками левосдвиговых перемещений. Это глубинные швы земной коры, так как они отражены в конфигурации изолиний поверхности Мохоровичича, Конрада и остаточных изостатических аномалий [Артемьев, 1973].

В пределах Восточного Кавказа неоднократно описывалась крупная Пальмиро-Апшеронская (15) по В. З. Сахатову, или Сумгаит-Араксинская по В. Г. Трифонову и другим, линеаментная зона, также отражающая резкое погружение кристаллического фундамента [Макаров, Трифонов, Щукин, 1974] и выраженная на поверхности флексурой и 200-метровой гипсометрической ступенью. Она совпадает с Нижнеараксинской зоной концентрации левосдвиговых деформаций по Л. М. Расцветаеву [1974].

Казбек-Цхинвальская линеаментная зона (14), частично отдешифрированная ранее Н. А. Брусничкиной и Н. А. Гусевым как Чорох-Куринско-Казбекский линеамент, совпадает с Казбек-Цхинвальским глубинным тектоническим швом Е. Е. Милановского [1968]. По данным Н. В. Лукиной и А. С. Караханяна, именно она, а не меридиональная, разделяет высоко приподнятый с обнажающимся палеозойским ядром Западный Кавказ и менее приподнятый с погруженным на 2 км палеозойским фундаментом Восточный Кавказ, образуя резкую продольную асимметрию Большого Кавказа. Это глубокая зона раздела земной коры, подтвержденная данными гравиметрии, по разные стороны от которой располагаются блоки, периодически опережающие друг друга по скоростям тектонических движений. В рельефе эта зона выражена, по данным Н. В. Лукиной, наиболее крупной (до 900 м) гипсометрической ступенью с признаками левосдвиговых перемещений до 60 км. О проявлении смещений этой направленности по Казбек-Цхинвальскому тектоническому шву писал также Л. М. Расцветаев [1974, 1977]. Характерно, что Казбек-Цхинвальская линеаментная зона разделяет весьма активный в сейсмическом отношении Восточный Кавказ и значительно менее активный Западный. Она и другие отдешифрированные трансорогенные линеаментные зоны северо-восточного простирания совпадают с тектоническими швами, которые служат экранами для землетрясений, разделяя блоки с повышенной их плотностью. Объяснение этому следует искать не только в современной тектонической подвижности крупных швов северо-восточного направления, но и в их глубинности, а также в кинематической характеристике.

Восток-северо-восточное структурное направление дешифрируется слабо, в основном на мелкомасштабных космических снимках. Тем не менее оно создает на карте отчетливую сеть линеаментов. Одним из наиболее протяженных является линеамент, прослеживающийся от Хашури до Махачкалы (16). Другой в пределах Большого Кавказа совпадает с Самурским разломом (17).

В пределах Малого Кавказа А. С. Караханяном дешифрируются линеаменты и линеаментные зоны тех же восьми простираний.

Среди крупных линеаментов кавказской ориентировки отмечается несколько наиболее важных, совпадающих на отдельных участках с зонами тектонических швов и глубин-

ных разломов и ограничивающих структурно-фациальные зоны. Это Риони-Куринский линеамент (18) запад-северо-западного простирания, прослеживающийся вдоль р. Риони и предгорий Малого Кавказа и отражающий узкую полосу относительного максимума силы тяжести, регистрируемую сейсмологическими исследованиями со станции «Земля». Он совпадает с Кировабадской зоной разломов и флексур. Следующая — Хопа-Агдамская линеаментная зона (19), совпадающая с выделяемым по геолого-геофизическим данным региональным глубинным разломом. И наконец, это Присеванский и Северо-Севанский линеаменты (20), совпадающие с протяженными разломами глубокого заложения, подтвержденными комплексом геофизических данных и контролирующими линейное расположение многочисленных выходов ультраосновных пород.

На северо-западе Малого Кавказа отдешифрирована система широтных линеаментов. Они совпадают с сейсмически активными глубинными разломами, отделяющими Аджаро-Триалетскую складчатую зону от западной части Грузинской и Артвино-Болнисской глыб. Поти-Тбилисский линеамент (21) совпадает с нарушением надвигового характера.

Среди северо-западных линейных структур Малого Кавказа выделяется протяженная Приереванская линеаментная зона (22), совпадающая с выделенным А. Т. Асланяном Ереванским глубинным разломом, с амплитудой в районе Еревана до 5,5 км. Она характеризуется повышенной сейсмичностью. Севан-Зангезурский линеамент (23) этого же простирания совпадает с глубинным разломом и подтвержден геофизическими данными. На поверхности он выражен в виде мощного Шишкерт-Гератахского сброса.

Линеаментная зона северо-северо-западного простирания, протягивающаяся в пределах Малого Кавказа через Карское плоскогорье и Южно-Грузинское нагорье, прослеживается сюда из районов Приэльбрусья и уходит в Турцию (25). Аналогична ей зона 24.

Линеаментные зоны меридионального простирания дешифрируются в центральной части Малого Кавказа. Первая из них (26) параллельна известному Абул-Самсарскому разлому, но проходит несколько восточнее него. Отмечается совпадение линеаментной зоны с центрами вулканических излияний Джавахетского хребта и с полосой концентрации эпицентров землетрясений шириной до 15 км, что позволяет говорить о ее высокой активности. Вторая меридиональная линеаментная зона, Казбек-Севанская (7), описана выше. В пределах Малого Кавказа к западу от нее по линии гора Арарат — г. Спитак по данным сейсмологии проводится нарушение глубинного характера.

К линеаментным зонам северо-северо-восточного простирания относится прежде всего Ереван-Севанская (27). С ней совпадает выделяемый Э. Ш. Шихалибейли [1966] Иджевано-Казахский поперечный прогиб Малого Кавказа, представленный в современной структуре надразломным грабен-синклинорием. Разрывные нарушения по обоим берегам р. Агстев с амплитудой 500—1000 м придают синклинорию характер грабена. К этой же системе относятся Нахичевань-Шамхорская и Джульфа-Кировабадская линеаментные зоны (28, 29). Первая из них располагается на продолжении Шамхорско-Дагестанского поперечного поднятия (10), выраженного надразломными антиклиналями и обращенными синклиналями. В пределах Малого Кавказа с ней связаны вулканическая деятельность и внедрение плагиогранитных интрузий.

Линеаментные зоны северо-восточного простирания в пределах Малого Кавказа образуют вторую по значимости группу после линеаментов кавказской ориентировки. Они отчетливо проявляются на снимках всех уровней генерализации и совпадают по направлению с основными орогидрографическими единицами Тавра, с зонами концентрации глубинных сейсмодислокаций и левосдвиговых деформаций земной коры. К западу от описанной выше Казбек-Цхинвальской линеаментной зоны (14) А. С. Караханян выделяет Чорох-Дзирульскую группу линеаментов (30), протягивающихся из северо-восточной части Турции. Они обрамляют Грузинскую глыбу и Дзирульский кристаллический массив, отделяя их от Картлинской и Рионской впадин.

Среди линеаментов восток-северо-восточной ориентировки заслуживает внимания прежде всего крупный Арагацский линеамент (31), прослеживающийся от места слияния рек Дзегамчай и Кура через вершины вулканов Арагац, Артени и далее Бююк-Ялыджа и Аладаг (Турция). Приуроченность крупных и ряда мелких вулканов к зоне линеамента, по-видимому, свидетельствует о его глубинности. Барда-Октемберянский (32) линеамент того же простирания на участке Зод — Мартуни перекрыт молодыми лавами андезито-базальтового состава и, вероятно, контролирует линейное распределение вулканических аппаратов. Линеамент совпадает с глубинным разломом, выявленным станцией «Земля», и служит прямым продолжением Мровдаг-Зодского поперечного разлома, выделяемого Э. Ш. Шихалибейли [1966].

Крым. На Крымском полуострове трансрегиональные линеаменты и линеаментные зоны имеют те же восемь простираний, что и на Кавказе. Между тем каждое из них играет уже иную роль, что, по-видимому, связано со спецификой тектонической структуры Крыма [Кац и др., 1981].

Основная масса трансрегиональных линеаментов имеет северо-восточное направление, подчиненное ориентировке западной части Крымских гор. Большинство линеаментов совпадает с известными разломами, нашедшими отражение на тектонических схемах Крымского полуострова [Геология СССР, 1969, т. 8]. Одним из примеров является хорошо дешифрируемая линеаментная зона (33). Геологические данные свидетельствуют в основном о надвиговом характере смещения по многим из них, геоморфологические — выявляют левосдвиговую составляющую.

Восточная часть сочленения Крымских гор со Скифской плитой подчеркивается субширотным линеаментом (34), дешифрируемым на разномасштабных космических изображениях. Это Белогорская зона взбросо-сдвиговых деформаций по Л. М. Расцветаеву [1977]. Севернее параллельно ей располагается серия прерывистых линеаментов, выявляемых преимущественно на мелкомасштабных космических снимках. По-видимому, они также имеют тектоническую природу.

Северо-западные и субмеридиональные линеаменты являются поперечными по отношению к описанным двум системам. Первые вместе с северо-восточными в значительной мере определяют конфигурацию Крымского полуострова. В литературе они описаны как разрывы, образовавшиеся в результате сколовых напряжений. Вторые прослеживаются преимущественно на крупномасштабных космических изображениях. Центральный субмеридиональный линеамент (35) имеет структурное продолжение в пределах Русской плиты [Трофимов, 1980].

В восточной части Крыма наблюдается отчетливая система линеаментов северо-северо-восточного простирания, которое подчеркивается ориентировкой выходов древних толщ и морфологией локальных складок на Керченском полуострове. К линеаменту такой ориентировки (36), протягивающемуся от мыса Меганом к Феодосии, приурочены выходы вулканических пород Карадага, извергавшихся в юрский период.

Запад-северо-западную и северо-северо-восточную ориентировку имеют участки морского побережья от Симеиза до Алушты (37), представляющие собой отдельные отрезки подтвержденного геофизикой крупного тектонического шва, по которому произошло опускание части альпийского мегантиклинория Крымских гор [Геология СССР, 1969, т. 8].

Северо-северо-западное структурное направление представлено одним прерывистым линеаментом (38), который дешифрируется преимущественно на космических снимках всех уровней генерализации. В отличие от него восток-северо-восточные линеаменты (39) дешифрируются практически только на крупномасштабных изображениях. По-видимому, разрывы, которые они отражают, имеют неглубокое заложение.

Как видно из карты, выделенные на космических снимках Крымско-Кавказского региона разнонаправленные линеаменты и линеаментные зоны довольно часто пересекаются. Среди общего количества точек пересечения, по данным А. С. Караханяна, встречаются узлы, характеризующиеся аномальным рисунком и фототоном изображения. На этих участках обычно пересекаются три и более разнонаправленных линеамента одного уровня естественной генерализации. При этом происходит как бы уничтожение признаков этих линеаментов, т. е. наблюдается своеобразная интерференция критериев дешифрирования. Эти точки, которые можно условно назвать «особыми», выделяются на аэровысотных снимках по наличию в их зоне большого количества разноориентированных разломов и трещин, по хаотичному нагромождению различных форм рельефа, скоплению вблизи них сорванных блоков оползней и ряду других факторов. Возможно, что «особая» точка представляет собой выражение на поверхности Земли внутрикоровых деформаций, развивающихся при сочленении линеаментов, соответствующих на глубине скрытым разломам. Пересечение линеаментов и линеаментных зон при этом происходит не в одной плоскости, а на разных уровнях земной коры, которая не только в плане, но и в разрезе характеризуется перекрестностью структур. Таким образом, перекрестный структурный план земной коры, подробно рассмотренный В. И. Макаровым и Л. И. Соловьевой [1976] на примере Тянь-Шаня и Туранской плиты, хорошо выражен и на территории Крымско-Кавказского региона.

Сравнительный анализ карты линеаментов и данных сейсмологии, по мнению А. С. Караханяна, В. И. Макарова, В. Г. Трифонова, Ю. К. Щукина, И. В. Ананьина [Макаров и др., 1974; Макаров, Трифонов, Щукин, 1974; Ананьин, Трифонов, 1976; Караханян,

1981], показывает, что большинство эпицентров известных сильных землетрясений на космических снимках распознается в виде мест сочленения линеаментов, в большинстве случаев — мест пересечения систем продольных линеаментов с поперечными. Точки пересечения линеаментов, по-видимому, близки или даже идентичны сейсмоактивным дизъюнктивным узлам, выделяемым В. И. Кейлис-Бороком [Гельфанд и др., 1976], Е. Я. Ранцман [1979] и др. Это позволяет проводить целевое распознавание на космических снимках мест возможных землетрясений и выделение сейсмоактивных участков. Так, на территории Малого Кавказа по указанному выше принципу А. С. Караханян выделяет несколько точек и участков, характеризующихся высокой сейсмической активностью: Ереванский участок — на пересечении пяти линеаментных зон, из которых Приереванская зона и Гарни-Шамхорчайская сами обладают высокой сейсмичностью, и Шамхорский — также на пересечении пяти разнонаправленных линеаментов. Причем Гарни-Шамхорчайский линеамент как бы соединяет эти две точки между собой. Дилижанский участок на современном этапе высокой сейсмичностью не отличается, но здесь чрезвычайно сильно развиты оползневые явления. Он также находится на пересечении пяти линеаментов и линеаментных зон. Параванский участок характеризуется особенно высокой сейсмичностью. Имеется и целый ряд других сейсмоактивных точек.

В то же время трансорогенные линеаментные зоны Кавказа северо-восточного простирания, совпадающие с глубокими тектоническими швами земной коры, как было показано выше, представляют собой «экраны» для землетрясений. По-видимому, это связано с тем, что сейсмогенные разломы на глубинах 5—20 км, которым, по данным Ю. К. Щукина [1973, 1977], соответствуют зоны высоких плотностей глубинных сейсмодислокаций, возникают в наиболее монолитных блоках литосферы, где напряжения горных пород могут достичь критических величин. На поверхности же они оказываются приуроченными к узлам пересечения менее глубоких разрывных нарушений.

Локальные линеаменты

Локальные линеаменты (малой протяженности) отдешифрированы Б. С. Сениным преимущественно на крупномасштабных космических снимках с хорошей разрешающей способностью («Салют-4» и «Метеор-29»). При всем кажущемся многообразии их простираний локальные линеаменты Кавказа, Крыма да и всего юга Европейской части СССР подчинены четырем главным направлениям: широтному и меридиональному (с отклонениями 2,5—5°) и двум диагональным — северо-западному (310—320°) и северо-восточному (40—50°). Достаточно отчетливы также промежуточные кососиагональные простирания — восток-северо-восточное (60—70°) и северо-северо-западное (330—345°).

Распределение локальных линеаментов на площади неравномерное. Обнаруживаются зоны их концентрации трех главных типов: 1) зоны, в которых линеаменты параллельны их простиранию; 2) зоны, ограниченные двумя главными линеаментами, внутри которых более короткие линеаменты ориентированы произвольно; 3) зоны, состоящие из коротких разноориентированных линеаментов, не ограниченные какими-то линиями.

Зоны концентрации локальных линеаментов имеют указанные выше ортогональную и диагональную системы ориентировки. Пересекаясь, они влияют одна на другую и имеют сложные взаимоотношения. Так, фрагменты меридиональных зон с севера на юг испытывают смещение (отступание) относительно широтных: правостороннее к западу от 42-го меридиана и левостороннее к востоку. Одновременно изменяется их ширина. Зоны концентрации локальных линеаментов северо-восточного простирания плавно сопрягаются с широтными зонами и прерывают меридиональные и северо-западные. Сопряженные зоны не образуют между собой углов больше 45°, что может указывать на возможность правосдвиговых перемещений вдоль широтных зон, особенно в полосе между 42 и 48° в. д. Зоны концентрации локальных линеаментов северо-западного простирания чаще всего сопряжены с меридиональными зонами, не образуя с ними, как правило, углов больше 45°, и прерывают широтные зоны. Это может свидетельствовать о правосдвиговых перемещениях вдоль меридиональных зон. Следовательно, равнодействующая правосдвиговых перемещений вдоль широтных и меридиональных зон направлена на юго-восток.

Зоны концентрации локальных линеаментов группируются в пояса: меридиональные — в пределах 27—30, 31—32, 36—46 и 49—56° в. д., широтные — между 42 и 48° с. ш. При их пересечении наблюдается подчинение широтного направления меридиональному. Таким образом, фиксируется смена соподчинения меридионального и широтного планов при переходе к более крупным структурным единицам.

Система поясов делит рассматриваемую территорию на районы, отличающиеся густотой и направлениями зон концентрации локальных линеаментов.

Западно-Черноморский район. Этот район соответствует глыбовому поднятию Добруджи, которое отделено от лежащего к северо-востоку Украинского щита Преддобруджинским прогибом. С положением последнего совпадает фрагмент Датско-Загросского линеамента (см. гл. 23).

Здесь преобладают протяженные линеаменты меридиональных и субширотных простираний, среди которых наиболее отчетливы первые. С ними связаны долины Прута и Дуная, а также Ямгухского лимана — меридионального «колена» Днестра, Когильницкого лимана — Придунайского побережья Черного моря. Широтные линеаменты концентрируются в полосах между Сулинским и Килийским гирлами Дуная, а также между широтами Одессы и Николаева — Кишинева. Среди диагональных преобладают протяженные линеаменты северо-западного простирания, например Алибей — Унгены (вдоль среднего течения р. Прут) и Сулина — Пашканы (Румыния). Линеаменты северо-восточного простирания развиты в виде коротких отрезков. В районе северо-западного побережья Черного моря они образуют довольно мощную (до 25 км) линеаментную зону, пересекающую дельту Дуная и расширяющуюся в пределах Украинского щита до 50 км.

Южно-Украинский район. Последний разделен широтным поясом линеаментных зон на две части, одна из которых соответствует южному склону Украинского щита, а другая — Крымская — фрагменту Скифской плиты. Общей для всего района чертой является преобладание линеаментов северо-восточного простирания, которые имеют вид коротких отрезков и группируются в четыре линеаментные зоны шириной по 50—100 км. Одна из них вытянута вдоль северо-западного побережья Черного моря, вторая — вдоль линии Новоалексеевка (Тендровская) — Никополь, третья — по линии Севастополь—Мелитополь) — Гуляйполе, четвертая зона является восточной и юго-восточной границами района и проходит по линии Зонгулдак — Цимлянское водохранилище.

Линеаменты меридионального простирания в большей мере развиты в западной части района, концентрируясь вдоль меридианов 33 и 34° в две полосы. Последние прерываются широтным поясом линеаментных зон и представляют собой, вероятно, смещенные относительно него фрагменты единого меридионального пояса.

Линеаменты широтного простирания, кроме тех, которые сосредоточены в указанном широтном поясе, образуют линеаментные зоны вдоль параллелей 47° — Николаевскую и 44°30′ — Севастопольскую, которые препятствуют развитию меридиональных линеаментов, но сами деформируются линеаментами северо-западного простирания.

Чертами, отличающими крымскую часть района, являются несколько бóльшая кажущаяся хаотичность в распределении линеаментов, появление не только отдельных линеаментов, но и линеаментных зон северо-западного простирания, таких как Ялтинско-Скадовская, Белогорско-Перекопская, *относительно больший «вес» линеаментов широтных простираний.*

Южно-Украинский район был выбран в качестве полигона для оценки сходимости результатов дешифрирования крупномасштабных космических снимков и изучения поля силы тяжести (в редукции Буге).

Оказалось, что одни и те же линеаменты в поле аномалий силы тяжести по простиранию выражаются различно: в виде либо градиентов, либо однотипных зональных изменений в морфологии поля, что указывает, по-видимому, на разную природу связи фрагментов одного и того же линеамента с геологической структурой.

Линеаменты, соответствующие градиентам силы тяжести, как правило, прекрасно дешифрируются по резкому изменению фототона, «фактуры» поверхности, появлению узких прямолинейных рвов, видимых в стереоскоп, и по другим признакам. Характерна их непрерывная прослеживаемость на больших расстояниях. Линеаменты, соответствующие зональным изменениям в морфологии поля силы тяжести, дешифрируются четко. Они не всегда могут быть прослежены непрерывно. Таким образом, устанавливается корреляционная связь между степенью дешифрируемости линеамента на снимке и характером его отражения в гравитационном поле (в редукции Буге).

Западный Кавказ. Этот район разделяется широтным поясом линеаментных зон на две части: 1) Центральный и Северо-Западный Кавказ и 2) Ростово-Кубанское Предкавказье. Общей чертой района является широкое развитие линеаментов северо-восточного простирания, особенно в северо-западной его половине. Нередко они совпадают с геоморфологически выраженными молодыми тектоническими швами, разделяющими ступени рельефа. В отличие от Южно-Украинского района эти линеаменты более

протяженны и развернуты ближе к широтным румбам. Наибольшей концентрации линеаменты этого простирания достигают на линиях Севастополь—Темрюк—Черный Яр на р. Волге, Новороссийск—Черный Яр, Туапсе—Черный Яр, веерообразно расходясь в юго-западном направлении и сопрягаясь с Темрюк-Севанской и Датско-Загросской зонами линеаментов северо-западного простирания, подтверждая возможность правосдвиговых перемещений вдоль этих направлений. Вершина другого подобного «веера» размещена в районе Енотаевки, в нижнем течении Волги, откуда зоны линеаментов расходятся в направлении Туапсе, Сочи, Сухуми и Батуми. Они также дважды сопрягаются с системами северо-западного простирания.

Помимо указанных выше зон линеаментов северо-восточного простирания, в рассматриваемом районе развиты и другие, из которых отметим Ейско-Пятигорскую зону в районе Минераловодского выступа при ее сопряжении с широтными зонами линеаментов. На снимках со спутников серии «Метеор» эта зона читается в виде единого линеамента.

Из ортогональных линеаментов наиболее развиты субширотные. Максимальной концентрации эти линеаменты достигают в полосе между 42° и 43°30′ с. ш., к которой приурочены выходы докембрия и палеозоя Центрального Кавказа. Несколько меньшей концентрации они достигают в полосе между 44 и 45° с. ш. Эта зона состоит из серии линеаментов, образующих правые кулисы; в этой же зоне западнее Керченского пролива они образуют левокулисную систему, в связи с чем создается эффект дугообразного изгибания зоны. Еще одну зону линеаментов следует отметить в полосе между 46 и 47° с. ш. Она сильно нарушена другими системами, однако на изображениях высоких уровней генерализации выглядит единой мощной зоной, что говорит о значительной ее глубинности.

Меридиональные линеаменты в пределах рассматриваемого района отличаются сравнительно небольшой длиной, которая редко превышает 80—100 км.

Северо-Западная часть Прикаспия. Район соответствует юго-восточной окраине Восточно-Европейской платформы и делится широтной линеаментной зоной (46, 47° с. ш.) на две части: из них северная принадлежит к Прикаспийской синеклизе, а южная — к юго-восточному окончанию Донбасса. Общей чертой района является заметное преобладание линеаментов и зон линеаментов субортогональных простираний.

В широтных зонах линеаментов с севера на юг намечается слабая тенденция увеличения степени концентрации в них линеаментов с одновременным сужением самих зон. Эта тенденция вообще характерна для центральной части всего региона. На юге территории, особенно в осевой зоне Главного Кавказского хребта между 42°30′ и 44° с. ш., широтные зоны линеаментов наиболее узки и достигают наибольшей «концентрированности», выразительности на космических снимках, прослеживаемости по простиранию.

Меридиональные и субмеридиональные линеаменты наиболее развиты между 44 и 47° в. д., образуют узкий веер. Из района Гудермес — Хасавюрт они раскрываются на север, концентрируясь в пять зон. Южнее указанного узла эти зоны собраны в одном поясе между 45 и 47° в. д. Субмеридиональные зоны примерно соответствуют положению так же ориентированных элементов рельефа фундамента западной части Прикаспийской синеклизы — Сарпинского прогиба и Баскунчакского выступа, лежащих на глубинах 18—8 км [Карта..., 1976].

Среди диагональных линеаментов и зон их концентрации чаще встречаются формы северо-восточного простирания. Северо-западные простирания заметнее выражены восточнее долины Волги. Основное различие между северной и южной частями района заключается в преобладании субмеридиональных линеаментов, в их большой сосредоточенности и соответственно лучшей дешифрируемости в южной части района.

Малый Кавказ. В западной части этого района, наиболее охарактеризованного космическими снимками, отмечается чрезвычайно широкое развитие линеаментов северо-восточного простирания, напоминающее картину их развития на Северо-Западном Кавказе. Это сходство дополняется чередованием отдельных протяженных линеаментов длиной не более 50—70 км и отражает, по-видимому, определенное сходство (однотипность) условий образования этой системы.

Линеаменты северо-западного простирания, развитые менее широко, образуют чаще всего протяженные (более 250 км) и узкие линеаментные зоны. Среди них следует отметить зону Севан—Махарадзе, которая рассредоточена в виде узкого веера в направлении на северо-запад, зону Мингечаур—Гори, частично сопряженную с широтной зоной 42° с. ш., мощную линеаментную зону вдоль Еревано-Ордубадского отрезка долины Аракса. В полосе между 45 и 46° в. д. наблюдается сгущение линеаментов меридионального простирания, особенно интенсивное севернее оз. Севан. Характерная особенность

этого района — слабое развитие широтных линеаментов и зон их концентрации. Можно отметить лишь одну очень четкую зону Шамхор—Ленинакан, которая прослеживается далее на запад до Трабзона.

Характерно, что практически все линеаменты и линеаментные зоны, показанные на карте дешифрирования космических изображений, продолжаются в структурах Черного, Каспийского и Азовского морей. Они были выявлены Б. В. Сениным методом структурно-геоморфологического анализа рельефа дна в целях прогнозирования его новейших разломных образований.

В заключение отметим, что зоны концентрации локальных линеаментов и их пояса находят отражение в региональном гравитационном поле. Так, субширотному поясу соответствуют широтно ориентированные фрагменты зон градиентов между региональными аномалиями I порядка, оси региональных аномалий II порядка и их фрагменты, а также цепи локальных положительных и отрицательных гравитационных аномалий.

Западной границе меридионального пояса, совпадающего с Транскавказским субмеридиональным поднятием, соответствует правая горизонтальная флексура, образуемая всеми поясами региональных аномалий I порядка (между 42 и 44° в. д.). Здесь наблюдается также изменение простираний осей региональных аномалий II порядка и локальных положительных аномалий силы тяжести. Вдоль восточной границы пояса (между 48 и 50° в. д.) происходит разрыв региональных гравитационных аномалий I и II порядков и стыковка их по простиранию с аномалиями противоположного знака. В ряде случаев обнаруживается их правосторонний флексурообразный изгиб. В целом ширина пояса, измеренная между ограничивающими его линеаментными зонами, оказывается несколько меньшей, чем его ширина, отраженная в региональном гравитационном поле. Это может указывать на то, что плоскости, ограничивающие Транскавказский пояс, если таковые существуют, падают в стороны от него по типу сбросов.

Высокая степень корреляции между локальными линеаментами, зонами их концентрации и элементами гравитационного поля Земли свидетельствует о тектонической природе дешифрируемых на крупномасштабных космических снимках линейных объектов. Многие из них концентрируются вдоль линейных геологических структур разных порядков или совпадают с границами геологических тел разных рангов. Их расположение может отражать и структурные элементы погруженных горизонтов (например, кристаллического фундамента).

Кольцевые структуры

Одним из наиболее неожиданных результатов дешифрирования космических снимков являются кольцевые структуры (см. рис. 85), под которыми понимаются образования, имеющие в плане более или менее округлую или кольцевую форму. Самые крупные из них достигают в диаметре около 100 км, например Нижнесамурская (40) и др. Чаще встречаются более мелкие — 10—60 км в поперечнике. Самые мелкие имеют размер около 3—6 км, их много в пределах Западного Кавказа. Масштаб карты линеаментов и кольцевых структур не позволяет показать «кольца» менее 10—15 км в диаметре.

Кольцевые структуры Предкавказья — две Ставропольские, Серафимовская, Комсомольская (41, 42, 43) — располагаются на одной субширотной прямой.

На Северном Кавказе выделены Тырныаузская, Среднетерекская и Нижнесулакская кольцевые структуры (44, 45, 46), также как бы лежащие на одной субширотной линии.

В пределах Большого Кавказа кольцевых структур значительно больше. Три из них располагаются в междуречье Ингури — Риони. Ряд крупных структур — Цхинвальская, Тебулосмтанская и Аргунская (47, 48, 49) — образуют как бы цепочку, нанизанную на Хашури-Махачкалинский линеамент (16) восток-северо-восточного простирания, косо секущий весь Большой Кавказ. Вместе с двумя кольцевыми структурами Малого Кавказа Триалетской и Аджарской (51), описание которых будет дано ниже, и Нижнесамурской кольцевой структурой Северного Кавказа (40) они образуют плавную дугу, обращенную выпуклостью к востоку. Природа этой гигантской дуги пока остается не выясненной.

Многие исследователи (В. Д. Скарятин, С. В. Атанасян, В. А. Буш и др.) большое внимание уделяли изучению Самурской кольцевой структуры. Северная часть ее совпадает с отрицательной аномалией силы тяжести, так что, по-видимому, происхождение Самурской структуры связано с эндогенными процессами.

Кольцевые структуры Малого Кавказа в значительной мере обусловлены многочисленными вулканическими постройками этого региона. Среди наиболее крупных кольцевых

образований, дешифрируемых на территории Закавказья, А. С. Караханян выделяет Чилдырскую структуру (52). Она четко прослеживается по светлому фототону на снимках всех уровней генерализации в виде валообразного поднятия, сложенного продуктами неоген-четвертичного вулканизма. По-видимому, она представляет собой единую очень крупную вулкано-тектоническую депрессию с центром в районе оз. Чилдыр и вулкана Кысырдаг. За пределами валообразного поднятия и района распространения лавовых потоков структура оконтуривается внешним кольцом большого радиуса в виде крупных дугообразных разрывов.

Следующая крупная структура вулканического происхождения — вулкан Арагац (53). Он также дешифрируется как центральное правильное куполовидное поднятие, окаймленное зоной дугообразных разрывов, на которой располагаются вулканы меньших размеров — Араилер, Артени и др.

Областью молодого вулканизма, выделяемой по характерным круговым образованиям, является и Гегамское нагорье. Дешифрируемое в виде ряда небольших круговых образований, вытянутых вдоль линейного разрывного нарушения, оно по особенностям своего строения и внешнему облику подобно Джавахетскому хребту.

В районе Варденисского хребта распознается несколько вулканических куполов, вытянутых вдоль трассы Барда-Октемберянского линеамента (32). Особенно хорошо заметен массив вулкана Армаган, выделяющийся на космических снимках в виде четких концентрических колец разного фототона, возможно соответствующих различным этапам его вулканической деятельности.

Следующий тип кольцевых образований Малого Кавказа представляет овально вытянутая структура Дзирульского массива (50) с выходами домезозойских метаморфических пород и гранитоидов. Дзирульская структура выделяется на космических снимках в виде локального кольцевого поднятия, ограниченного со всех сторон линейными и дугообразными нарушениями. Плутонические кольцевые структуры регистрируются также и в других районах.

Хорошо выделяется в виде изометрического купола поднятие Волчьих Ворот, в котором палеозойское основание приподнято на 400 м над аккумулятивной равниной Аракса.

Таким образом, наиболее уверенно и однозначно дешифрируются образования молодого неоген-четвертичного вулканизма. Выявляются крупные округлые депрессии, которые предположительно можно отнести к промежуточным магматическим очагам и местам нахождения палеовулканов. Кроме перечисленных, на космических снимках дешифрируются кольцевые образования неясного пока происхождения, как, например, окаймляющее оз. Севан и др.

Действительно, кольцевые структуры, если это не вулканы, труднее отождествлять с известными геологическими объектами. Далеко не всегда им соответствуют аномалии геофизических полей. В. Д. Скарятин склонен считать характерной особенностью расположения кольцевых структур их приуроченность к линеаментам и узлам их пересечения. Однако нужно сказать, что это все-таки не повсеместное явление. Э. С. Сулейманов, И. А. Абдуллаев, Р. А. Ахундов, И. М. Мустафаев на территории Азербайджана и Армении отмечают смещение кольцевых структур линеаментами и линеаментными зонами, на основании чего они делают вывод о том, что первые являются более древними структурными образованиями.

Безусловный интерес представляет собой тот факт, что с кольцевыми структурами связаны месторождения многих полезных ископаемых. Так, по данным Э. С. Сулейманова, И. А. Абдуллаева, Р. А. Ахундова и И. М. Мустафаева, к кольцевой структуре с центром в оз. Севан приурочены Кедабекское медно-порфировое, Дашкесанское железорудное месторождения. С некоторыми кольцевыми структурами Предкавказья совпадают месторождения нефти и газа [Скарятин, 1976].

Выделяемые на космических изображениях трансорогенные и локальные линеаменты и линеаментные зоны, кольцевые и дугообразные объекты создают сложную систему разноориентированных образований. Многие из них нашли свое геологическое выражение в простирании глубинных швов, разделяющих крупные блоки литосферы [Трифонов и др., 1973; Макаров, Трифонов, Щукин, 1974; Макаров, Скобелев и др., 1974; Геологическое..., 1978], ряда разрывных нарушений, складчатых структур и других тектонических элементов. При этом, пересекаясь, они не исчезают, а продолжаются в том же направлении, часто отождествляются с иными по возрасту структурами или структурами иного структурного этажа или совпадают с тектоническими элементами разной глубины заложения. Таким образом, для дешифрируемых объектов характерна определенная

«транзитность» по отношению к геологическим структурам современного среза, обусловленная дисгармонией строения коры, ее перекрестным структурным планом, а также, по-видимому, принадлежностью многих из них не только к данному региону, но и к системам более высокого, возможно планетарного ранга.

Система взаимопересекающихся линеаментов и линеаментных зон Крымско-Кавказского региона представляет собой результат сложной многоактной истории движений по разрывам разных направлений. В современном поле субмеридионального тангенциального сжатия развиваются субмеридиональные раздвиги, субширотные надвиги, северо-западные правосторонние и северо-восточные левосторонние сдвиги (Милановский, 1968; Расцветаев, 1973, 1977; Трифонов, 1976б, 1977, 1980; Проблемы..., 1980]. По-видимому, запад-северо-западные (чаще надвиги), северо-северо-восточные (возможно, раздвиги), северо-северо-западные и восток-северо-восточные диагональные (скорее всего, сколовые) нарушения представляют собой систему, обусловленную более древним мезозойским или палеозойским (?) полем напряжений. Характерно, что зоны сжатия оказались выраженными на космических изображениях преимущественно линеаментами, а зоны растяжения — линеаментными зонами.

В то же время, возникнув в одном поле тектонических напряжений, один и тот же разрыв может использоваться для разрядки другого поля напряжений, и первоначально сколовая трещина, образовавшаяся как сдвиг, в дальнейшем может стать трещиной растяжения и т. п. Следы таких многоактных движений по трещинам с образованием сложных зеркал скольжения то в вертикальном, то в горизонтальном направлении приходится наблюдать довольно часто. Вероятно, это следствие меняющихся в истории развития тектонических полей напряжений. Например, по данным Н. В. Лукиной, новейшие субширотные надвиги на Большом Кавказе имеют также левосдвиговую составляющую, а в Крыму — правосдвиговую; субмеридиональные раздвиги на Кавказе носят следы правостороннего смещения, а в Крыму — левостороннего. Правосторонние сдвиги северо-западного простирания характеризуются на Кавказе прежде всего надвиганием, а в Крыму носят черты растяжения; северо-восточные левосторонние сдвиги на Кавказе представляют собой флексуры, ступени, сбросы и зоны интенсивной трещиноватости, а в Крыму — надвиги или в крайнем случае вертикальные разрывы.

Двойной характер движений по тектоническим разрывам Крыма и Кавказа позволил Н. В. Лукиной прийти к выводу о происшедшей переориентации новейшего поля напряжений. Сначала Большой Кавказ, видимо, испытывал давление с юго-запада, а Крымский полуостров — с юго-востока. Затем (когда точно, сейчас сказать пока не представляется возможным; по некоторым данным, в среднем плиоцене) ориентировка тангенциального сжатия сменилась субмеридиональной. Вот тогда-то северо-западные надвиги Кавказа и раздвиги Крыма приобрели правосдвиговую составляющую, а северо-восточные раздвиги Кавказа и надвиги Крыма — левосдвиговую; субширотные левосторонние сдвиги Кавказа и правосторонние — Крыма трансформировались в надвиги, а субмеридиональные правосторонние сколы Кавказа и левосторонние сколы Крыма превратились в зоны растяжения.

Разгадку изменения новейшего поля напряжений во времени для Большого Кавказа и Крыма следует искать в истории движений Аравийской плиты и раздвига Красного моря.

В этих условиях становится понятной приуроченность районов высокой сейсмической активности Кавказа к тектоническим разрывам кавказской, субширотной и северо-западной ориентировок, представляющим собой структуры надвигания на более раннем и более позднем этапах новейшего развития. Напротив, трансорогенные северо-восточные и субмеридиональные тектонические нарушения, представляющие собой зоны растяжения, служат «экранами» для землетрясений.

ЛИНЕЙНЫЕ И КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ УРАЛА

Урал — одна из наиболее хорошо изученных складчатых систем с ярко выраженной линейностью в расположении основных структурных зон, границами которых служат протяженные разломы глубокого заложения и длительного развития. Линейность структурного плана находит четкое отражение в магнитных и гравитационных полях. Существенным элементом структуры Урала является система надвигов.

При общей меридиональной ориентировке всей системы на Полярном и Среднем Урале наблюдается дугообразный изгиб всех палеозойских структур к востоку. Кроме того, по геологическим и геофизическим данным установлено, что общая линейная зональность меридионального направления осложнена структурными направлениями, имеющими секущее по отношению к Уралу простирание. Выделяются группы северо-западных, субширотных и северо-восточных структур, причем среди исследователей нет единого мнения об их положении и ориентировке. Эти поперечные структуры представлены разрывными нарушениями, поперечными поднятиями и прогибами, шовными антиклиналями, зонами широтных воздыманий и погружений шарниров продольных складок. Они характеризуются сменой фаций отдельных толщ и свит, изменениями глубины размывов, присутствием осадочно-вулканогенных, интрузивных и многих рудных формаций. В геофизических полях эти поперечные зоны выделяются по субширотным локальным магнитным и гравитационным аномалиям. Они установлены как в краевых прогибах, так и в пределах мио- и эвгеосинклинальных зон и прослеживаются в нескольких структурных этажах, в том числе в структурах кристаллического основания и отложениях палеозойского и неоген-четвертичного комплексов. Ряд протяженных крупных структур северо-западного и широтного направлений протягивается далеко за пределы Урала — на Русскую плиту, в Казахстан и на Западно-Сибирскую плиту. Проявление поперечных зон в разных структурных этажах свидетельствует о длительности их развития и глубинном заложении. Природа этих поперечных структур связывается с гетерогенностью субстрата, на котором заложилась Уральская геосинклиналь [Кондиайн, Голуб, 1968; О. А. Кондиайн, А. Г. Кондиайн, 1947]. Многие исследователи связывают с поперечной зональностью металлогеническую специализацию некоторых районов Урала [Кондиайн, Голуб, 1968; Ананьева и др., 1971].

Наряду с изучением линейных структур в последние годы в пределах Урала начали выявлять кольцевые структуры. Так, в результате структурно-геоморфологического анализа на севере Урала установлено наличие кольцевых морфоструктур разных порядков до 50 км и более в поперечнике [Чижова, 1973, 1975]. При современном анализе результатов интерпретации геофизических данных и материалов радиолокационной съемки [Петров и др., 1971] установлен вулкано-тектонический генезис Карской структуры, относимой рядом исследователей к структурам метеоритного генезиса, так называемым астроблемам [Масайтис, 1973; Масайтис и др., 1975].

Многие особенности структурного плана Урала, сформировавшиеся в течение длительной и сложной истории, находят отражение в новейшей тектонике и определяют специфику рельефа и распространение ландшафтных комплексов в целом.

При изучении тектоники Урала были использованы телевизионные космические снимки со спутников «Метеор-5, -10, -13, -16, -18», а также с американских спутников серии «ESSA». Всего было изучено более 20 снимков, сделанных в разное время, главным образом в зимний сезон, часть снимков получена в осеннее и весеннее время. Снимки со спутников серии «Метеор» (исходный масштаб 1 : 7 500 000—1 : 8 000 000) увеличивались в 3 раза, снимки с «Метеора-18» — в 2 раза. После дешифрирования линеаментов последние переносились на топооснову масштаба 1 : 2 500 000 с помощью прибора УТП-1. При этом оценивалась выраженность тех или иных отдешифрированных элементов в рельефе и гидросети. Это же давало возможность в какой-то степени оценить и ранг выделенных элементов по их влиянию на формирование рельефа.

Следующим этапом было сопоставление схем линеаментов, составленных по отдельным снимкам, и сведение результатов дешифрирования в одну схему. На этом этапе важно было выделить элементы, общие для всех снимков, и точно нанести их на топооснову.

После составления сводной схемы осуществлялось сопоставление данных, полученных при дешифрировании, с геологическими и геофизическими картами и схемами в целях определения геологической значимости выделенных линеаментов и их роли в формировании структурного плана.

Результатом работ явилась схема геологического строения (рис. 86, см. вкл.), основное содержание которой составляют разломы, выделенные при дешифрировании. Границы распространения отдельных формационных комплексов и массивов интрузивных пород показаны в соответствии с использованными геологическими картами, поскольку сами комплексы не выделяются на телевизионных снимках в силу их низкого разрешения и мелкого масштаба.

Анализ разломной тектоники, выявленной по результатам дешифрирования космических снимков, показывает определенные закономерности распределения крупнейших разломов. Выделяются две основные группы разломов — линейные и кольцевые, которые, в свою очередь, можно подразделить на несколько рангов в зависимости от их выраженности на снимках и роли в формировании главнейших структур региона. При этом основное количество кольцевых разломов установлено в пределах Восточного склона Урала и Зауралья.

Линейные разломы

По ориентировке разломы группируются в четыре серии, объединяемые в две системы (ортогональную, т. е. широтно-меридиональную, и диагональную — северо-запад — северо-восточную).

По четкости выраженности разломов различной ориентировки Урал делится на четыре части.

В самой северной части, на Приполярном и Полярном Урале (к северу от 64°), преобладают разломы диагональной системы, из них северо-восточные (20—50°), определяющие простирание уральских структур, дешифрируются наиболее уверенно. Характерны волнистые, а иногда и дугообразные очертания разломов. Расстояние между наиболее крупными разломами 165—200 км. Северо-западные разломы имеют ориентировку 320—330°, а наиболее крупные из них отстоят один от другого на 175—180 км. Из ортогональной системы четко дешифрируются лишь субширотные разломы, имеющие простирание 70—75°. Отдельные фрагменты разломов меридиональной серии дешифрируются в районе Войкаро-Сынинского массива гипербазитов.

Наиболее четко разломы всех серий выражены на Северном Урале (64—58° с. ш.). К серии меридиональных разломов относятся глубинные разломы, ограничивающие как Уральскую систему в целом, так и отдельные структурные зоны. Эти разломы имеют волнистую или гирляндовидную, реже четко прямолинейную форму. Расстояние между наиболее крупными из них 175—200 км. Кроме того, намечается периодичность с шагом 50—75 км. В Зауралье меридиональные разломы выражены на снимках значительно хуже, чем в обнаженной части Урала. Серия поперечных субширотных и восток-северо-восточных разломов, так же как и в северной части, имеет простирание 70—90°. Они объединяются в несколько зон, отстоящих одна от другой на 150—200 км. Внутри этих зон намечается ритмичность II порядка, равная 25—30 км. Некоторые из субширотных разломов имеют трансрегиональный характер и прослеживаются как на Русской плите, так и в Западной Сибири.

Серия разломов северо-западного простирания, как и меридионального, дешифрируется очень четко. Эти разломы, как правило, прямолинейны или слабоволнисты, имеют значительную протяженность. На западе, в Тимано-Печорской области, с крупнейшими из них связано формирование таких положительных структур платформенного чехла, как Печоро-Кожвинский, Колвинский мегавалы и др. В пределах собственно Урала эти разломы ограничивают ряд поперечных поднятий и в значительной степени определяют специфику структурного плана. Расстояние между крупнейшими линеаментами этого простирания 300—320 км. Ритмичность разломов II порядка внутри поперечных блоков 50—75 км. Некоторые из крупных северо-западных разломов в пределах восточного склона и Зауралья дугообразно отклоняются к юго-востоку, приобретая субмеридиональную ориентировку, нередко сочленяясь с разломами меридиональной серии. Разломы собственно северо-восточной серии выражены фрагментарно в пределах осевой зоны Урала и в Зауралье.

На Среднем и в северной части Южного Урала (53—58° с. ш.) наблюдаются отклонения меридиональной серии от присущей им ориентировки и дугообразный изгиб их к востоку, а также нарушение периодичности распределения разломов и их сгущение. Здесь наиболее четко выражены разломы субширотной ориентировки, имеющие слабовыпуклую форму с изгибом к северу в северной части и к югу — в южной. Расстояние между ними 150—200 км. Разломы северо-западной серии делятся на две группы. Наиболее крупные,

Результатом работ явилась схема геологического строения (рис. 86, см. вкл.), основное содержание которой составляют разломы, выделенные при дешифрировании. Границы распространения отдельных формационных комплексов и массивов интрузивных пород показаны в соответствии с использованными геологическими картами, поскольку сами комплексы не выделяются на телевизионных снимках в силу их низкого разрешения и мелкого масштаба.

Анализ разломной тектоники, выявленной по результатам дешифрирования космических снимков, показывает определенные закономерности распределения крупнейших разломов. Выделяются две основные группы разломов — линейные и кольцевые, которые, в свою очередь, можно подразделить на несколько рангов в зависимости от их выраженности на снимках и роли в формировании главнейших структур региона. При этом основное количество кольцевых разломов установлено в пределах Восточного склона Урала и Зауралья.

Линейные разломы

По ориентировке разломы группируются в четыре серии, объединяемые в две системы (ортогональную, т е. широтно-меридиональную, и диагональную — северо-запад — северо-восточную).

По четкости выраженности разломов различной ориентировки Урал делится на четыре части.

В самой северной части, на Приполярном и Полярном Урале (к северу от 64°), преобладают разломы диагональной системы, из них северо-восточные (20—50°), определяющие простирание уральских структур, дешифрируются наиболее уверенно. Характерны волнистые, а иногда и дугообразные очертания разломов. Расстояние между наиболее крупными разломами 165—200 км. Северо-западные разломы имеют ориентировку 320—330°, а наиболее крупные из них отстоят один от другого на 175—180 км. Из ортогональной системы четко дешифрируются лишь субширотные разломы, имеющие простирание 70—75°. Отдельные фрагменты разломов меридиональной серии дешифрируются в районе Войкаро-Сынинского массива гипербазитов.

Наиболее четко разломы всех серий выражены на Северном Урале (64—58° с. ш.). К серии меридиональных разломов относятся глубинные разломы, ограничивающие как Уральскую систему в целом, так и отдельные структурные зоны. Эти разломы имеют волнистую или гирляндовидную, реже четко прямолинейную форму. Расстояние между наиболее крупными из них 175—200 км. Кроме того, намечается периодичность с шагом 50—75 км. В Зауралье меридиональные разломы выражены на снимках значительно хуже, чем в обнаженной части Урала. Серия поперечных субширотных и восток-северо-восточных разломов, так же как и в северной части, имеет простирание 70—90°. Они объединяются в несколько зон, отстоящих одна от другой на 150—200 км. Внутри этих зон намечается ритмичность II порядка, равная 25—30 км. Некоторые из субширотных разломов имеют трансрегиональный характер и прослеживаются как на Русской плите, так и в Западной Сибири.

Серия разломов северо-западного простирания, как и меридионального, дешифрируется очень четко. Эти разломы, как правило, прямолинейны или слабоволнисты, имеют значительную протяженность. На западе, в Тимано-Печорской области, с крупнейшими из них связано формирование таких положительных структур платформенного чехла, как Печоро-Кожвинский, Колвинский мегавалы и др. В пределах собственно Урала эти разломы ограничивают ряд поперечных поднятий и в значительной степени определяют специфику структурного плана. Расстояние между крупнейшими линеаментами этого простирания 300—320 км. Ритмичность разломов II порядка внутри поперечных блоков 50—75 км. Некоторые из крупных северо-западных разломов в пределах восточного склона и Зауралья дугообразно отклоняются к юго-востоку, приобретая субмеридиональную ориентировку, нередко сочленяясь с разломами меридиональной серии. Разломы собственно северо-восточной серии выражены фрагментарно в пределах осевой зоны Урала и в Зауралье.

На Среднем и в северной части Южного Урала (53—58° с. ш.) наблюдаются отклонения меридиональной серии от присущей им ориентировки и дугообразный изгиб их к востоку, а также нарушение периодичности распределения разломов и их сгущение. Здесь наиболее четко выражены разломы субширотной ориентировки, имеющие слабовыпуклую форму с изгибом к северу в северной части и к югу — в южной. Расстояние между ними 150—200 км. Разломы северо-западной серии делятся на две группы. Наиболее крупные,

отдешифрированные в южной части рассматриваемого отрезка Урала, имеют то же простирание (320—330°), что и на Северном Урале. Более мелкие разломы, развитые преимущественно только в пределах обнаженной части Урала, имеют простирание 340—350°, являясь как бы разломами оперения по отношению к дугообразно изогнутым крупным разломам меридиональной серии. Здесь же отдешифрирован ряд разломов северо-восточного простирания (30—40°), по своей природе, очевидно, аналогичных разломам северо-западной ориентировки с простиранием 340—350°.

Наконец, в пределах изученной части Южного Урала большинство разломов меридиональной серии имеет слабоволнистые очертания или дугообразно изогнуты к западу. Четкой периодичности в их распределении не наблюдается. Субширотные разломы дешифрируются фрагментарно и, как правило, при движении к западу приобретают северо-восточную ориентировку. Собственно северо-восточные разломы выявлены лишь в самой южной части изученной территории в целом. Северо-западные разломы с простиранием 340—350° отдешифрированы в пределах обнаженного Урала. Наиболее крупные из них имеют периодичность около 75 км.

Если проанализировать общий план разломной тектоники, то обращает на себя внимание следующее: 1) наиболее четко дешифрируются крупнейшие меридиональные и северо-западные разломы, причем последние в пределах собственно уральских структур, как правило, дешифрируются как серия сближенных отдельных разломов, иногда несколько смещенных относительно основной линии разлома; 2) разломы субширотной ориентировки в целом выражены неотчетливо, но прослеживаются на значительные расстояния, особенно на Среднем и на севере Южного Урала; 3) наиболее четкую постоянную периодичность имеют крупнейшие разломы северо-западной ориентировки. В дополнение к сказанному о выраженности их в пределах Русской плиты можно отметить, что некоторые из них прослеживаются через всю платформу.

В большинстве своем они соответствуют зонам глубинных разломов, выделенных по геофизическим данным [Огаринов, 1974], и являются морфологическим выражением последних. Разломы II порядка этой серии имеют выдержанную периодичность только в пределах Северного Урала.

Поперечные структурные элементы

Среди линейных разломов наиболее интересным объектом являются поперечные по отношению к генеральному, меридиональному, простиранию структурные элементы. Их наличие, как уже отмечалось выше, подтверждается палеотектоническими построениями и геофизическими данными. Однако ни на одной геологической и тектонической карте эти структуры полностью не отражены. Тем не менее, как показывает анализ телевизионных снимков, именно поперечные зоны определяют в значительной степени специфику структурного плана Урала.

Северо-западная зональность. Наиболее четко, особенно на Северном Урале, прослеживаются на снимках зоны северо-западного простирания. Самой северной из отдешифрированных по снимкам является Собская зона разломов, с которой связано поднятие гряды Чернова, а в пределах Центрально-Уральской структурно-фациальной зоны — Собское поперечное поднятие. Далее к востоку эта зона разломов фрагментарно прослеживается в Западной Сибири.

Следующая к югу Усинская зона протягивается от устья р. Адзьвы к юго-востоку. К этому линеаменту приурочен спрямленный отрезок долины р. Усы. Далее он пересекает Уральский хребет в районе верховьев рек Хулга и Мокрая Сынь и протягивается на юго-восток, определяя направление долины р. Оби от района г. Игрима до устья Иртыша. И. С. Огаринов [1974] выделяет эту зону по геофизическим данным как Березовскую зону глубинных разломов. В пределах Урала этот линеамент является северной границей Ляпинского антиклинория, в эвгеосинклинальной части — границей Войкарского и Хулгинского синклинориев, отличающихся по строению, фациальному составу и мощности отложений, а в пределах Восточно-Уральского поднятия — юго-западной границей жесткого Обского массива. В поле силы тяжести этот линеамент выделяется по изгибу и смещению осей аномалий, по зонам пониженных значений поля. В ряде случаев к этому линеаменту приурочены линейные вытянутые интенсивные положительные магнитные аномалии.

На северо-западном продолжении этого линеамента, в пределах Большеземельской области, расположена зона узких поднятий и прогибов в чехле (Верхняковский вал, Песяковская депрессия, Варандейский вал). Система разломов, ограничивающих эти

структуры, является отражением в платформенном чехле разломов фундамента платформенной стадии развития. На снимках эти разломы выявляются как серия протяженных линеаментов.

Печорский линеамент протягивается от г. Печоры на юго-восток, пересекает Урал примерно на широте 64° и далее прослеживается в пределах Западной Сибири по северо-восточной окраине Северо-Сосьвинских увалов, по долинам рек Волья, Хулга и Малая Сосьва, где характеризуется волнистой формой, причем изгибы приурочены к кольцевым структурам. В физических полях этот линеамент выделяется по резкому изменению строения и направления зональных аномалий гравитационного поля с северо-западного на северо-восточное. В аномальном магнитном поле он выделяется полосой сгущенных аномалий. Этот линеамент совпадает с разломами, ограничивающими с севера Печорскую гряду и выраженными резким уступом рельефа фундамента. К месту пересечения этим линеаментом структур Урала приурочено резкое сужение Центрально-Уральского поднятия, выклинивание ряда горизонтов ордовика и силура в пределах зоны западноуральской складчатости. В погребенной части Урала Печорский линеамент также хорошо выражен в рельефе палеозойского фундамента. Юго-восточное его окончание совпадает с уступом, обращенным в сторону Западно-Сибирской низменности.

Подчеремский линеамент выражен на снимках менее отчетливо и преимущественно только в пределах западного склона. Он прослеживается по долине р. Подчерье на западном склоне и по долине р. Нейс на восточном. В пределах осевой зоны Урала этот линеамент разделяет горные массивы Тельпос-из и Кожим-из. В структурном отношении Подчеремский линеамент ограничивает с севера Тиманское поднятие. К месту пересечения линеамента с Центрально-Уральским поднятием приурочен Маньхамбинский массив гранитоидов. На продолжении линеамента в Большеземельской области располагается ряд разломов, связанных с южным ограничением Печорской гряды. В чехле Западно-Сибирской плиты к этому линеаменту приурочены южное окончание Маньинского вала и ряд локальных структур.

Печорский и Подчеремский линеаменты в целом являются отражением на поверхности Печорской зоны глубинных разломов [Огаринов, 1974].

Следующий к югу Северо-Сосьвинско-Кондинский крупный поперечный линеамент северо-западного простирания особенно четко выражен на снимках в пределах Западной Сибири, являясь границей различных ландшафтных зон. В Предуралье он трассируется на местности ориентированными в северо-западном направлении грядами южного окончания возвышенности Ыджид-Парма, поперечными долинами в осевой зоне Урала в районе верховьев Печоры, Малой и Северной Сосьвы. В пределах Западной Сибири этот линеамент является южной границей Северо-Сосьвинской возвышенности, к нему же приурочен прямолинейный отрезок северо-западного простирания верховьев р. Конды. К месту пересечения этим линеаментом осевой зоны Урала приурочено незначительное сужение структур Центрально-Уральского поднятия. В Зауралье с ним связан уступ рельефа фундамента, ограничивающий с севера Палымский выступ и Туринскую моноклиналь, а также ряд локальных структур чехла.

Южнее выделяется серия северо-западных линеаментов, различно выраженных на снимках, более четко — в осевой зоне Урала и в Зауралье. С ними связаны отдельные ундуляции шарниров структур меридионального направления, в результате чего происходит выклинивание ряда формационных зон и небольших структур. Частично фрагменты этих линеаментов совпадают с ранее закартированными разломами.

Эта зона линеаментов очень четко выражена в магнитном поле, являясь границей различных типов полей. К северу от нее более четко выражена меридиональная ориентировка линейных аномалий, к югу — широко развиты изометричные в плане аномалии. Наиболее протяженным и важнейшим по значению в формировании структурного плана является северный из рассматриваемых линеаментов — Северо-Тимано-Кондинский. Он прослеживается от побережья Карского моря через верховья р. Печоры и вдоль р. Конды в Западной Сибири. В современной структуре Большеземельской области он служит северной границей Тиманского кряжа как орографической единицы. В пределах Урала этот линеамент трассируется по поперечным долинам. В Западной Сибири он выражен в рельефе фундамента и хорошо согласуется с формой, направлением и интенсивностью аномалий магнитного поля.

Полюдово-Верхотуринский линеамент отчетливо трассируется по элементам рельефа и гидросети как в пределах Урала, так и в прилегающих регионах, являясь границей Среднего и Северного Урала. В структуре Урала он является юго-восточным ограничением поднятия Полюдова кряжа. В пределах осевой зоны проявляется по изменению фациального состава и мощности палеозойских отложений.

Полюдово-Верхнетуринский линеамент соответствует Серовской зоне глубинных разломов, выделяемой И. С. Огариновым [1974]. По геофизическим данным, эта зона протягивается далеко за пределы Урала, до Кольского полуострова на западе, и прослеживается в Западной Сибири. Она выделяется по характеру зональных аномалий поля силы тяжести и отображается полосой сгущенных изоаномал между повышенными на юге и пониженными на севере значениями поля, а также по смене меридионального направления осей геомагнитного поля северо-западным, по полосе сгущенных изолиний поля и по четким линейно вытянутым аномалиям большой интенсивности северо-западного простирания. Эта зона в пределах Урала является непосредственным продолжением Западно-Тиманского шва. В Западно-Уральской зоне Полюдово-Верхотуринский линеамент проявляется в виде поперечного поднятия Полюдова кряжа. В пределах Восточно-Уральского поднятия он разделяет Верхотуринскую и Свердловскую кольцевые структуры. К этому линеаменту тяготеет Салдинский гнейсо-мигматитовый купол.

Наиболее значительным поперечным линеаментом в пределах Южного Урала является зона разломов, пересекающая Урал примерно по линии Юрюзань—Троицк—Кустанай. Она является юго-восточным окончанием одного из крупнейших линеаментов Европейской части СССР, протягивающихся от Кандалакшского залива через всю Русскую плиту (Златоустовская зона глубинных разломов по И. С. Огаринову [1974]).

Широтная зональность. Наличие широтных зон, пересекающих уральские структуры, известно давно [Шатский, 1948; Червяковский и др., 1966; О. А. Кондиайн, А. Г. Кондиайн, 1971]. Результаты дешифрирования космических снимков полностью подтвердили данные предыдущих исследований и позволили уточнить положение широтных структурных элементов. Наиболее четко на снимках дешифрируются субширотные структуры (простирание 90° или 70—80°) на Среднем и Северном Урале. Характерной особенностью является фрагментарность выраженности разломов этого простирания, т. е. дешифрируются сближенные отрезки, которые можно соединить в одну линию. Лишь некоторые разломы трассируются на большое расстояние.

На Приполярном Урале наиболее значительным является субширотный линеамент, протягивающийся от устья р. Большая Вяткина (правый приток р. Печоры между г. Печорой и пос. Усть-Уса) через верховья рек Большая Инта, Харута и подходящий к Оби в районе оз. Шурышкинский Сор. Этот линеамент ограничивает с севера Ляпинскую кольцевую структуру, а с юга гипербазитовый Войкаро-Сынинский массив. Некоторые его фрагменты совпадают с уже закартированными разломами. Южнее выделяется серия сближенных линеаментов, прослеживающихся примерно от устья р. Щугор через верховья рек Большой и Малый Патак к северу от долины р. Хулги по подножию гор, субширотному отрезку долины р. Сыни (приток Оби) и далее на восток вдоль р. Куповат. Этот линеамент ограничивает с юга Ляпинскую кольцевую структуру. Эти два линеамента (назовем их Интинским и Патоко-Хулгинским) как бы определяют начальный изгиб уральских структур с меридионального на северо-восточной. При движении на запад они отклоняются к юго-западу.

Следующая к югу группа субширотных разломов выделяется на Северном Урале в верховьях рек Илыч и Печора на западном склоне и рек Няйс и Северная Сосьва на восточном. В палеозойской структуре Западной и Центральной зон Урала эти разломы не находят четкого выражения. В Восточной структурной зоне они ограничивают с юга Урало-Обскую кольцевую структуру, фрагментарно совпадая с закартированными разломами фундамента Западно-Сибирской плиты. Более определенное влияние эти разломы оказывают на новейшую структуру Урала. Именно с ними связано смещение водораздельной оси орографически выраженного Урала.

Очень крупный линеамент дешифрируется в южной части Северного Урала. Он четко прослеживается примерно от Красновишерска через Ивдель и далее на восток по южному окончанию Северо-Сосьвинской возвышенности. В отличие от описанных этот линеамент имеет более северо-восточную ориентировку (60—70°). Он совпадает в целом с выделенным по геолого-геофизическим данным Исовским широтным разломом [Червяковский и др., 1966] и играет существенную роль в формировании общей структуры Урала, являясь северной границей Кваркушинского антиклинория. В месте пересечения им Западно-Уральской зоны наблюдается выклинивание нижней терригенной части второго структурного комплекса. С этим линеаментом связано смещение осей структур Центрально-Уральского поднятия, а в Зауралье — расширение Тагило-Магнитогорского прогиба. На снимках зона описываемого линеамента выражается несколько осветленным тоном. Этот линеамент фрагментарно находит отражение в рельефе фундамента и в магнитных полях.

На границе Северного и Среднего Урала от г. Перми на западе через Красноуральск и далее далеко на восток, в пределы Западной Сибири, выделяется серия протяженных, четко выраженных на снимках линеаментов. При дешифрировании снимков Русской плиты эти линеаменты также четко прослеживаются на огромное расстояние. Эта серия объединяет Нижнетагильскую, Верхнесалдинскую и Кушвинско-Благодатскую поперечные структуры [Червяковский и др., 1966]. Большая часть линеаментов, отдешифрированных на снимках, пространственно совпадает с разломами фундамента, установленными по геолого-геофизическим данным [Геология СССР, 1964]. К месту пересечения этими линеаментами западноуральских структур приурочено изменение простирания последних с меридионального на северо-западное. В Зауралье эти линеаменты частично совпадают с разломами фундамента, выделенными по геофизическим данным [Геологическое..., 1971]. В новейшей структуре описываемая зона линеаментов является южной границей Северного Урала.

Следующий к югу выделенный при дешифрировании линеамент совпадает со Свердловской широтной зоной [Червяковский и др., 1966]. В Приуралье этот линеамент является северной границей Башкирского массива. В пределах Западно-Уральской зоны он устанавливается по субширотно ориентированным гравитационным и магнитным аномалиям.

Самым южным из отдешифрированных линеаментов является Башкирский. Он дугообразно изогнут к югу и протягивается от г. Аши на западе до Челябинска на востоке, пересекая северную часть Башкирского антиклинория. В районе г. Чебаркуль к нему приурочен ряд гранитоидных массивов. Здесь же он ограничивает с юга Ильменскую антиклиналь.

Изложенные выше данные о системах разрывных нарушений, их роли в формировании палеозойского и новейшего структурного плана позволяют сделать некоторые выводы о возрасте разломов различной ориентировки.

Большинство исследователей рассматривают систему широтных разломов как наиболее древнюю. Очевидно, это справедливо для тех разломов, которые прослеживаются в пределах Русской плиты и играют существенную роль в формировании как структурного плана платформы, так и герцинского структурного плана Урала. Из описанных выше это (с севера на юг) Интинский, Патоко-Хулгинский, Красновишерско-Ивдельский, Пермско-Красноуральский, Свердловский и Челябинский разломы. Мелкие широтные структурные элементы, как отмечают О. А. Кондиайн и А. Г. Кондиайн [1971], могли возникнуть на поздних стадиях развития Уральской геосинклинали.

Группа северо-западных разломов также имеет древнее заложение. С ними связано формирование тиманских структур. Эти разломы играют наиболее существенную роль в формировании поперечной зональности Уральской геосинклинали.

При сравнении системы поперечных линеаментов со схемой поперечной зональности, составленной О. А. Кондиайн и А. Г. Кондиайн [1971] для палеозойского этапа развития Уральской меридиональности геосинклинали, обнаруживается поразительное совпадение границ зон с наиболее протяженными линеаментами, отдешифрированными на снимках. Это свидетельствует об исключительной консервативности поперечных структурных элементов, заложившихся до образования Уральской геосинклинали, которые определяли формирование структур в палеозое и активно живут в новейший этап, на что указывает отражение в ландшафтах как границ этих зон, так и самих зон. При этом тектоника играла не только активную, но и пассивную роль в создании рельефа. Древние тектонические швы, не активизировавшиеся в тектонический этап, зоны трещиноватости и кливажа оказывали влияние на развитие гидросети в ходе денудационных процессов на Урале [Калецкая и др., 1974].

На космических изображениях горной части Урала можно выделить четыре зоны (с севера на юг). Для северной (до 64° с. ш.) характерен однородный рисунок рельефа в пределах осевой зоны и относительно ровный гомогенный рисунок прилегающих к Уралу частей низменности. Характерно широкое развитие здесь крупных и мелких кольцевых структур.

Вторая зона охватывает весь Северный Урал до массива горы Тельпос-из (в верховьях р. Щугор). На фотоизображении, помимо меридиональных, очень четко выражены северо-западные и субширотные направления. В пределах осевой зоны Урала рельеф сильно расчленен.

Третья зона, охватывающая весь Средний Урал, отличается слабой выраженностью меридиональных структурных элементов и широким развитием субширотных, дугообразных и кольцевых элементов. Особенности рельефа на снимках выражены очень слабо.

Самая южная зона соответствует северной части Южного Урала. Здесь четко выражен полосчатый рисунок, отражающий простирание основных структур Башкирского антиклинория.

При сравнении расчленения Урала на снимках и палеотектонических схемах О. А. Кондиайн и А. Г. Кондиайн [1971, 1974] выясняется следующее. Северная зона соответствует выделяемому этими исследователями Тобольско-Большеземельскому массиву, существовавшему до заложения Уральской геосинклинали. Вторая зона охватывает область развития тиманской ветви байкалид, протягивающихся через весь Урал и продолжающихся в Западную Сибирь. Третья зона совпадает с выступом Русской плиты. Южная зона располагается в области распространения башкирской ветви байкалид.

Если принять эту схему, становятся понятными и особенности рисунка изображения, отражающего новейшую структуру региона, представляющую собой интегрированную картину, в которой запечатлена сложная длительная история развития Урала. Более стабильные жесткие участки субстрата (Тобольско-Большеземельский массив, выступ Русской плиты) в течение всех тектонических эпох развития Урала меньше подвергались переработке, и на снимках в какой-то степени проявляется внутренняя структура этих участков фундамента Уральской геосинклинали. Четкая северо-западная зональность Тиманского участка говорит о том, что структурные зоны Тиманской геосинклинали, ограниченные долгоживущими разломами, являлись гетерогенными блоками, которые характеризовались дифференцированными движениями в течение длительного времени и продолжают движение и в новейшее время, определяя особенности распределения ландшафтных зон.

Указанное деление Урала на четыре части соответствует блоковому строению земной коры, устанавливаемому по геофизическим данным [Червяковский и др., 1966]. Стабильные участки (Северная и Среднеуральская зоны) соответствуют блокам с увеличенной мощностью земной коры (до 45 км). Тиманский и Башкирский участки характеризуются несколько пониженной мощностью (около 40 км). Новейшие движения, подчиняясь в общем структурному плану, сформировавшемуся еще до заложения Уральской геосинклинали, имеют интенсивность, различную для отдельных блоков. Максимальная интенсивность характерна для Северного блока. В его пределах сформировался альпинотипный рельеф с максимальными абсолютными высотами рельефа (1600—1800 м). Тиманский блок характеризуется умеренной интенсивностью новейших движений, Башкирский блок — слабой. Минимальная интенсивность новейших движений присуща Свердловскому (Среднеуральскому) блоку.

Кольцевые структуры

Своеобразными структурными элементами Урала являются кольцевые структуры большого диаметра. Их широкое развитие было установлено при дешифрировании снимков и последующем анализе геолого-геофизических материалов [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976]. При этом наметилось несколько типов структур. Структуры первого типа связаны с древнейшими структурами фундамента Русской плиты. Они в значительной степени определили изгибы уральских структур на Полярном и Среднем Урале. Наиболее крупной из них является Уфимская [1]. Очень хорошо в виде сплошной темной дугообразной линии виден разлом, ограничивающий этот блок с востока. Он пересекает все структурные зоны Урала, на отдельных участках в районе Свердловска совпадая с дугообразными отрезками Главного Уральского глубинного разлома. Западное ограничение описываемой кольцевой структуры дешифрируется значительно хуже. В фундаменте Русской плиты к ней приурочен архейско-раннепротерозойский Башкирский массив. В пределах Урала с ее дугообразным ограничением совпадает полоса среднепротерозойских, наиболее древних для Урала геосинклинальных отложений, что свидетельствует о древности заложения разлома. Контур Уфимской кольцевой структуры отмечается дугообразным расположением магнитных аномалий, в его пределах наблюдается повышенное гравитационное поле. Движения этого блока фундамента оказывали влияние на формирование структурного плана Урала на протяжении всего фанерозоя. Более того, эти движения продолжаются и в настоящее время, на что указы-

[1] В предыдущей работе [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976] эта структура названа Свердловской. Повторное дешифрирование, перенос результатов на топооснову с помощью УТП-1 и сопоставление с последними геологическими и геофизическими картами позволили более точно установить ее границы и внутреннее строение.

вает повышенная сейсмичность Среднего Урала. Зоны эпицентров наиболее сильных землетрясений (5—6 баллов) пространственно приурочены к контуру рассматриваемой структуры.

Крупная кольцевая структура выделяется также в районе сочленения Урала и Тимана (Вятско-Сыктывкарская). С запада она срезана субмеридиональным разломом. В пределах этой структуры дешифрируется серия концентрических разломов. В фундаменте Русской плиты ей соответствует Камский массив, по возрасту и составу аналогичный Башкирскому. Таким образом, Вятско-Сыктывкарская структура также может рассматриваться как структура первого типа.

В пределах Южного Тимана и в районе р. Печоры вырисовываются две небольшие кольцевые структуры. Это куполообразные поднятия в чехле, связанные с выступами в рельефе фундамента. Разломы, ограничивающие эти структуры, возникли в платформенный этап.

Интересными структурами Центрально-Уральского поднятия являются расположенный на Приполярном Урале Ляпинский антиклинорий и выступающий в его пределах Хобеизский массив со складчатым основанием допротерозойского возраста. Характерная особенность внутренней структуры этого массива — куполовидное концентрически-зональное строение. Простирание структур фундамента массива подчеркивается дугообразным расположением мелких тел гранитоидов и системой кольцевых и дугообразных разломов. Залегающие на массиве верхнепротерозойские и нижнепалеозойские отложения имеют очень пологие углы падения и незначительную мощность. По мере удаления от массива их мощность и степень дислоцированности возрастают.

Хобеизский массив расположен в центральной части крупной Ляпинской кольцевой структуры, отчетливо дешифрирующейся на снимках. В магнитном поле эта структура выделяется ровным отрицательным полем с кольцевым расположением осей локальных аномалий, связанных с интрузивными телами и кольцевыми разломами. В пределах Ляпинской кольцевой структуры (на ее периферии в бассейне р. Балбан-ю восточной) выделяется небольшая кольцевая структура, связанная, очевидно, с невскрытым гранитоидным массивом. По периферии этой структуры II порядка местами выходят терригенные отложения ордовика, обрамляющие локальное поднятие.

Природу Ляпинской кольцевой структуры можно объяснить наличием на глубине овального блока древних пород, частью которого является выведенный на поверхность Хобеизский массив. Этот блок в период развития Уральской геосинклинали служил срединным массивом, к овальным ограничениям которого приспосабливались как разломы, разграничивающие отдельные структурные зоны Урала, так и структуры герцинид.

Бóльший интерес представляют структуры, развитые в пределах Восточно-Уральского поднятия. Самой северной из них является крупная Урало-Обская структура[1]. Она несколько вытянута в северо-восточном направлении и по длинной оси достигает в поперечнике 500 км. По тону изображения дешифрируется внешнее, более светлое кольцо и внутреннее, характеризующееся темным тоном. Внутри этой крупной структуры и на ее периферии выделяется несколько мелких кольцевых структур, причем наибольшее количество их сосредоточено в центральной части Урало-Обской структуры. Здесь широко развиты нижне- и среднепалеозойские эффузивы, образующие структуры, которые облекают блоки, сложенные амфиболитами, сланцами и гнейсами. В пределах выделенной по снимкам Урало-Обской кольцевой структуры установлено большое количество гранитоидов различного возраста (от позднепротерозойских до позднепалеозойских). Основная масса их относится к гранитовой формации [Погорелов, 1971]. При сравнении схемы распространения массивов гранитоидов с выделенными мелкими кольцевыми структурами устанавливается закономерная приуроченность наиболее крупных массивов к центрам кольцевых структур II порядка. Более мелкие массивы обычно располагаются по периферии, нередко ориентируясь по кольцевым ограничениям структур. Кольцевые разломы, ограничивающие Урало-Обскую структуру, а также пересекающие ее прямолинейные разломы находят отражение в магнитном поле. Часть кольцевых разломов трассируется интенсивными дугообразными аномалиями. Наиболее четко выделяются пересекающие структуру субширотные разломы по изгибам изоаномал напряженности магнитного поля в широтном направлении, по смещению осей аномалий; иногда они сопровождаются небольшими интенсивными положительными аномалиями. По тем же признакам, но с разной степенью выраженности в магнитном поле выявля-

---

[1] Название более правильное, чем Полярно-Уральская [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976], по ее географическому положению между Уралом и р. Обью.

ются разломы и других направлений. Урало-Обская структура находит также отражение в рельефе палеозойского фундамента Северо-Западной Сибири. Ей соответствует выступ, южная граница которого проходит вдоль долины р. Северной Сосьвы и далее — вдоль субширотного отрезка р. Оби. К этой границе приурочены гипербазиты. К югу от нее резко сужается полоса вулканогенных отложений силура — нижнего девона.

В осадочном чехле Урало-Обской структуре соответствуют средняя и северная части Северо-Сосьвинского свода, причем кольцевым структурам II порядка соответствуют и платформенные структуры более высоких порядков. Часть из них также совпадает пространственно с массивами гранитоидов в фундаменте. В современном рельефе кольцевые структуры II порядка выражены локальными поднятиями и по ним дешифрируются на снимках.

Расположенная южнее небольшая Северо-Сосьвинская кольцевая структура, как бы объединяющая несколько более мелких кольцевых структур, к центру которых тяготеют гранитоидные массивы, соответствует локальному выступу фундамента. Вокруг гранитов развиты нижнепалеозойские (возможно, более древние) отложения. Таким образом, это в целом антиклинальное поднятие.

В отложениях чехла Северо-Сосьвинской структуре соответствует южная часть Северо-Сосьвинской гряды. Ограничивающий эту гряду с юга уступ линеамента разделяет области с разным рисунком изображения.

К югу от этого линеамента также отдешифрировано несколько крупных кольцевых структур. Наиболее четко на снимке выделяется крупная Верхотурская [1] кольцевая структура бассейнов рек Сосьвы и Лозьвы. Если исходить из существующей схемы тектонического районирования [Геология СССР, 1969, т 12], то в пределы этой структуры попадают южная часть Сартыньинского мегантиклинория, Тальминский седловинный мегасинклинорий, Верхотурский и Сосьвинский антиклинории. Своими краевыми частями кольцевая структура захватывает участок Восточно-Уральского прогиба. Основную роль в строении этой структуры играют крупные массивы гранитоидов варисцийской гранитовой формации (Верхотурский и др.).

Породы, вмещающие гранитоидные интрузии, представлены преимущественно парасланцами и гнейсами ордовикско-раннесилурийского и более древнего возраста. Западная граница Верхотурской структуры совпадает с серией глубинных разломов, иногда несколько дугообразных, ограничивающих с востока Тагило-Магнитогорский прогиб. Ширина последнего в этом месте сокращается, а выполняющие его отложения надвинуты на структуры Центрально-Уральского поднятия. Структуры Восточно-Уральского прогиба также облекают Верхотурскую структуру согласно ее кольцевым ограничениям. Таким образом, Верхотурская кольцевая структура имеет древнее заложение, и при развитии Уральской геосинклинали разломы, ограничивавшие ее, влияли как на простирание вновь возникавших линейных структур, так и на распределение формаций.

Расположенная южнее небольшая кольцевая структура соответствует Салдинскому гранито-гнейсовому куполу. Далее к югу в районе Свердловска четко выделяется вторая крупная кольцевая структура — Свердловская, которая включает Верхисетский антиклинорий, Сосьвинско-Коневский антиклинорий, Сысертско-Ильменогорский антиклинорий и разделяющие их синклинорные структуры. При этом Сысертско-Ильменогорский гранито-гнейсовый купол, так же как и Салдинский, представляет собой структуру II порядка по отношению к более крупным структурам. Как и в случае с Верхотурской кольцевой структурой, в пределах Свердловской наибольшее распространение имеют гранитоиды — крупные Верхисетский, Адуйский и Мурзинский массивы, а также большое количество мелких гранитоидных тел. При этом крупные гранитоидные массивы при общем меридиональном простирании несколько дугообразно изогнуты согласно кольцевым ограничениям Свердловской структуры. В целом строение крупных массивов концентрически-зональное: по периферии развиты гранитоиды повышенной основности — гранодиориты и кварцевые диориты, образовавшиеся в результате контаминации гранитной магмы основными породами кровли. В центральных частях массивов развиты преимущественно нормальные граниты. Вмещающими породами являются в различной степени измененные эффузивы, парасланцы, гнейсы, дислоцированные как в линейные, так и брахиформные складки.

Непосредственно к югу от Свердловской кольцевой структуры выделяется неболь-

[1] Название более правильное, чем Салдинская [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976], поскольку собственно Салдинский купол расположен южнее и выделяется как самостоятельная структура.

шая кольцевая структура, основную часть которой занимает Челябинский массив позднепалеозойских гранитоидов, располагающийся среди кристаллических сланцев, гнейсов и эффузивов нижнего палеозоя и силура.

Крайней южной является крупная кольцевая структура, фрагментарно выявляемая по снимкам. Она охватывает южную часть Челябинско-Суундукского мегантиклинория, в пределах которого, так же как и в описанных структурах, основное место занимают гранитоиды.

В связи с выделением крупных кольцевых структур в пределах эвгеосинклинальной зоны Урала возникает вопрос об их природе и о связи с линейно ориентированными поясами гранитоидов и с линейной же ориентировкой большинства гранитных массивов. При анализе физических полей [Ананьева и др., 1971] установлено, что крупные антиклинорные зоны, в ядрах которых выходят массивы нормальных гранитов гранитовой формации (а именно они развиты в пределах описанных кольцевых структур), характеризуются интенсивными минимумами силы тяжести и обычно пониженным магнитным полем.

Как уже отмечалось, массивы гранитоидов своими корнями связаны с сиалическим слоем земной коры. Большинство исследователей [Калецкая и др., 1974; Камалетдинов, 1974; Кейльман, 1974; Осолодков и др., 1975] указывают на увеличение мощности «гранитного» слоя под антиклинальными поднятиями Восточной структурной зоны, которые, как показано выше, объединяются в единый ряд крупных кольцевых структур. Поверхность Конрада также испытывает в этом районе плавное прогибание [Кейльман, 1974], что приводит к существенному увеличению суммарной мощности всего гранитно-метаморфического слоя, включая гранито-гнейсовый и «переходный» (гранулитовый) слои. К областям существенного увеличения мощности гранито-гнейсового слоя тяготеют выявленные по сейсмическим данным зоны, падающие на запад под углом 40—50°. Эти зоны прослеживаются на всю мощность земной коры и уходят в верхнюю мантию [Камалетдинов, 1974]. В них основные субгоризонтальные границы раздела земной коры теряют выразительность. Это позволяет предположить, что указанные наклонные зоны представляют собой участки повышенной проницаемости, обусловившие поступление энергетического потока в верхние части земной коры, что привело к развитию процессов ультраметаморфизма, гранитизации [Камалетдинов, 1974] и к возникновению аномалий геотермического градиента. Этому способствует также концентрация в пределах кольцевых структур гранитоидных материалов, обогащенных радиоактивными элементами [Ежов, 1968]. При сравнении схем распределения таких аномалий и кольцевых структур [Стрельников, 1979] отмечается совпадение зон наибольших значений геотермического градиента с Верхотурской структурой. Повышенные значения градиентов приурочены и к Урало-Обской структуре.

Учитывая данные по строению ряда структур фанерозойского гранитообразования, можно сформулировать основные признаки последних.

1. Характерен концентрически-зональный рисунок, связанный с системой кольцевых разломов, дешифрирующихся по космическим снимкам.

2. Овальные структуры располагаются в пределах эвгеосинклинальной зоны, в районах преимущественно геоантиклинального развития.

3. Отмечается наложение кольцевых разломов на линейную структуру геосинклиналей.

4. В пределах овальных структур этого типа находится максимальное количество гранитоидных массивов, морфология которых зависит от глубины эрозионного среза. В условиях мощных толщ геосинклинальных осадков на поверхности наблюдаются перемещенные гранитные массивы, форма которых приспосабливается в основном к линейным магмоконтролирующим разломам.

5. Поскольку ядерные части этих структур являются эпицентрами гранитообразования, в глубинных разрезах им отвечают участки увеличения мощности «гранитного» слоя чечевицеобразной формы и соответственное погружение других границ слоев Земли.

6. Утолщение «гранитного» слоя приводит к значительным минимумам силы тяжести. Овальные в плане гравитационные аномалии наблюдаются на картах региональных гравиметрических полей, освобожденных от гравитационного влияния поверхностных структур.

7. Сосредоточение большой массы гранитоидного материала, обогащенного радиоактивными элементами, приводит к созданию повышенного геотермического градиента в пределах кольцевых структур данного типа.

Формирование структур подобного типа происходит, очевидно, на средней стадии

геосинклинального развития фанерозойских складчатых областей, которая отличается мощным процессом гранитообразования [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976]. Масштабы проявления этого процесса зависят, по-видимому, от размеров геосинклинальных прогибов и мощности накопленных осадков, подвергающихся гранитизации.

Можно с достаточным основанием предполагать определенную общность структурных особенностей областей фанерозойского гранитообразования и древних докембрийских зон ультраметаморфизма. Условия гомогенизации исходных осадков, формирование однородных пластично-вязких масс приводят к общей изотропности крупных блоков, что является предпосылкой для формирования кольцевых структур, отмечающих эпицентры гранитизации. Формирование гранитоидного расплава вызывает увеличение объема, причем огромные масштабы этого процесса должны сопровождаться общим сводовым воздыманием вышележащих толщ. Внедрение порций гранитоидов и формирование перемещенных интрузий, использующих ослабленные зоны и открытые полости в перекрывающих толщах, могут лишь частично компенсировать разность объемов. Основная разрядка происходит за счет сводообразования, в ходе которого формируется система кольцевых разломов, отвечающая положению на глубине гомогенных блоков, сложенных гранитизированными породами.

Увеличение объема при гранитообразовании может реализоваться не только вверх, но и в стороны, вызывая соответствующие изгибы вмещающих толщ и даже надвиговые движения.

Таким образом, кольцевые структуры этого типа являются отражением на уровне современного эрозионного среза глубоко залегающих областей гранитообразования, имеющих в целом изометричную форму. Отдешифрированные на снимках кольцевые разломы, ограничивающие рассматриваемые структуры, соответствуют границам гомогенизированных блоков, возникших в процессе гранитизации отдельных участков земной коры. Картируемые на поверхности массивы гранитов, располагающиеся в пределах кольцевых структур, представляют собой тела воронкообразной формы [Беллавин, 1971]. Они сформировались в наиболее ослабленных, ориентированных параллельно генеральному простиранию структур зонах за счет выжатой из центров гранитизации магмы, образовавшейся в результате переработки пород кристаллического фундамента сквозьмагматическими растворами

В процессе гранитизации происходит изменение состояния вещества и его физических свойств, что приводит к нарушению сплошности пород вследствие различной реакции на существующие тектонические напряжения блоков гранитизированных и негранитизированных пород. Как указывает Ф. А. Летников [1975], прогрессивное развитие гранитизации, идущей с приращением объема, возможно лишь при снятии направленного давления. При этом создаются условия для равномерного развития процессов гранитизации во все стороны от какого-либо центра. Этим объясняется овально-кольцевое строение блоков пород, подвергшихся гранитизации. Возникшие при этом кольцевые разломы — элементы консервативные, поскольку являются поверхностями, на которых сплошность масс горных пород прерывается, т. е. разрывами в точном физическом смысле слова. При последующих тектонических процессах они влияют на пространственное распределение вновь возникающих структур и на состав слагающих их отложений.

Глава 16

ЛИНЕАМЕНТЫ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Территория Туранской плиты одной из первых в СССР попала в зону космических съемок. Поэтому работы по геологической интерпретации космических снимков Туранской плиты — одни из первых в отечественной науке [Артамонов и др., 1971, 1977; Исследования..., 1972; Богородский и др., 1973; Скарятин, 1973; Трифонов и др., 1973; Флоренский, 1973; Абросимов и др., 1974; Шульц, 1974; Богородский, Соловьева, 1976; и др.]. Именно для Туранской плиты впервые поставлена и в принципе решена проблема связи изображений платформенных территорий из космоса с их глубинным строением [Трифонов и др., 1973; Флоренский, 1973; Макаров и др., 1974; Геологическое..., 1978]. В указанных и ряде других публикаций рассматривались неоднократно и линеаменты этой области.

Задача настоящей главы — исследование закономерностей распределения линеаментов на Туранской плите по простиранию, по расстоянию между линеаментами одного

простирания и непосредственно по территории. В основу работы положены две идеи: первая — о перекрестно-структурном плане элементов плиты [Макаров, Соловьева, 1976], вторая — о дискретности размеров структурных элементов [Пиотровский, 1964; Флоренский и др., 1969].

Помимо линеаментов, соответствующих известным разломам, на космических изображениях выделяется значительное число линеаментов, отсутствующих на геологических и тектонических картах. Это особенно характерно для платформенных областей, плотность линеаментов на которых не ниже таковой в складчатых областях. Это справедливо и по отношению к Туранской плите, даже к такой ее однородной территории, как плато Устюрт. Сейчас можно считать доказанным, что практически все линеаменты соответствуют разрывным нарушениям: с одной стороны, это общеизвестные нарушения со значительными смещениями или градиентами мощностей, которые обычно и картируются как разломы, а с другой — нарушения без заметных смещений, которым соответствуют лишь зоны трещиноватости и по которым происходят разнонаправленные, компенсирующиеся по знаку движения.

Так как задача была поставлена региональная, то и в обработку были вовлечены материалы мелкого масштаба — 1 : 7 500 000—1 : 2 500 000 (телевизионные изображения, переданные со спутников серии «Метеор»), для отдельных участков — более детальные изображения, использованы также визуальные наблюдения космонавтов.

Выделено более 300 линеаментов (рис. 87); схема их распределения и подверглась дальнейшей обработке. На первый взгляд она представляется как беспорядочное нагромождение линий, однако даже первичный их анализ по простиранию показывает, что они тяготеют к закономерным, устойчивым для данной территории восьми направлениям (рис. 88), образуют четыре пары сопряженных систем линеаментов, пересекающихся под прямыми углами: меридиональные и широтные, запад-северо-западные и северо-северо-восточные, северо-западные и северо-восточные, а также северо-северо-западные и восток-северо-восточные. Из этих направлений лишь линеаменты запад-северо-западные и меридиональные проходят через всю плиту, пересекая разнородные структурные элементы. Они, несомненно, являются трансрегиональными, а возможно, и планетарными.

Анализ распределения линеаментов проводился по восьми отдельным схемам, на каждой из которых показаны линеаменты одного или близких простираний (рис. 89). На таких схемах особенно хорошо видны различия в распределении линеаментов на разных блоках. При этом заметна повторяемость через равные расстояния региональных — наиболее выраженных и наиболее протяженных линеаментов, между которыми сформировались второстепенные линеаменты и также — через постоянные промежутки. Это натолкнуло на мысль о постоянстве расстояний между разломами, т. е. о постоянстве размеров разделяемых ими блоков земной коры. Для того чтобы оценить это расстояние, на схему накладывалась сетка с параллельными линиями, проведенными через равные расстояния, которая ориентировалась перпендикулярно линеаментам, и измерялись все расстояния по линиям от одного линеамента до другого. После этого строились графики распределения расстояний между линеаментами, или, иными словами, графики распределения блоков по ширине. Такие графики построены как для всей Туранской плиты в целом по мелкомасштабным изображениям, так и для района Каракумского свода по среднемасштабным снимкам (рис. 90).

Для решения подобных задач проводились специальные исследования и раньше; в результате их установлена неравномерность распределения по размерам тектонических структур Земли [Пиотровский, 1964], кольцевых структур Луны [Флоренский и др., 1969] и разломов по их длине. В этих работах показано, что структуры по величине распределяются по логарифмическому закону: чем они больше, тем их меньше. Но на фоне этого наблюдаются отклонения, отражающие существование предпочтительных размеров, которые связаны с законами геометрической прогрессии и показатель (коэффициент) которых π^n или $(\sqrt{2})^n$. Подобное распределение свидетельствует о волновой природе тектонического процесса.

Статистическая обработка замеров расстояний между линеаментами по каждой из восьми выделенных по ориентировке групп показала существование предпочтительных размеров, единых для всех систем линеаментов, хотя разные размеры и проявляются с разной степенью устойчивости. На мелкомасштабных снимках наиболее уверенно выделились блоки шириной 50, 100, 200 и 400 км, а на среднемасштабных — 12, 25, 50 и 100 км. В целом можно наметить иерархическую схему ширины блоков: 6, 12, 25, 50, 100, 200, 400 км.

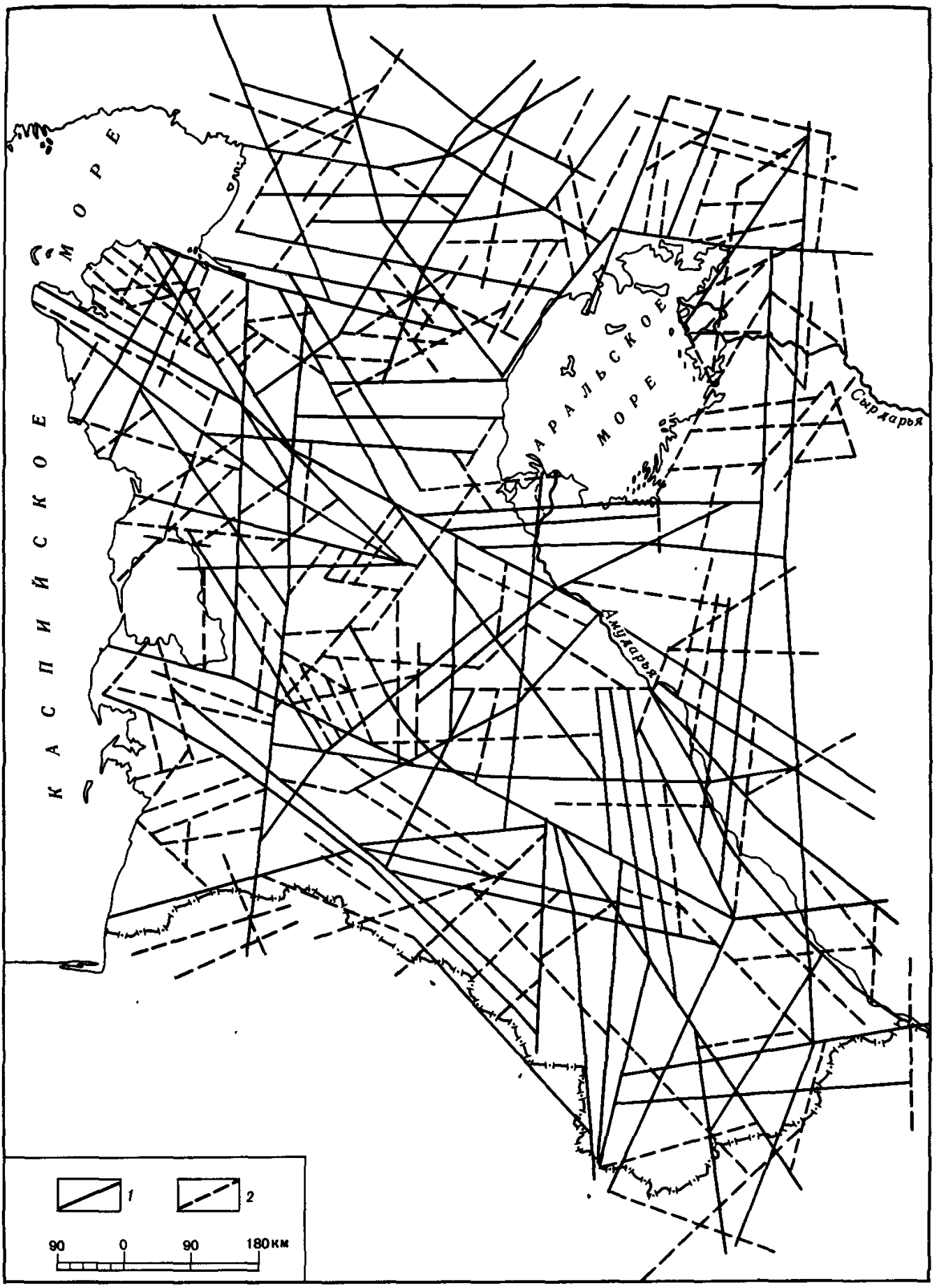


Рис. 87. Линеаменты Туранской плиты, отдешифрированные на мелкомасштабных космических изображениях со спутников серии «Метеор»

1, 2 — линеаменты: 1 — секущие структуры I и более высоких порядков, 2 — не выходящие за пределы структурных элементов I порядка

Запад-северо-западное направление свойственно главнейшим структурным направлениям Туранской плиты — мангышлакскому и копетдагскому, которые и определяют схему распределения тектонических структур. Самая главная из этих структур протягивается через Мангышлак, Центральный Устюрт, Султануиздаг до Тянь-Шаня на востоке, а через кряж Карпинского до Донбасса на западе. Копетдагская зона, ограничивающая с юга Туранскую плиту, является частью Средиземноморского альпийского пояса; впрочем, запад-северо-западное простирание свойственно лишь западной части Копетдага, так как восточнее, после пересечения меридиональным линеаментом, простирание Копет-

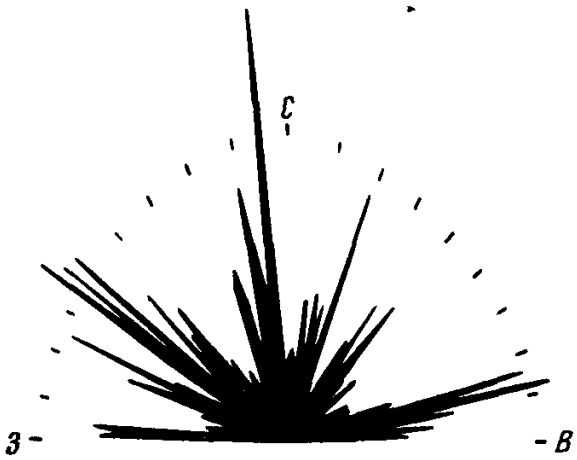


Рис. 88. Диаграмма простираний линеаментов Туранской плиты

Рис. 89. Фильтрация линеаментов Туранской плиты по различным простираниям (*а—з*)

дага изменяется на северо-западное. По-видимому, обе эти системы линеаментов являются интерплатформенными, а может быть, и планетарными. Третья зона выделяется на севере и, проходя по Устюрту, сливается с Южно-Эмбенским поднятием. Несмотря на столь большое значение запад-северо-западных простираний, на снимках с малым разрешением подобных линеаментов выделяется довольно мало. Поэтому блоки, разделяемые ими, самые большие: характерная ширина их 100, 200, 300 и 400 км. Однако на снимках со средним разрешением на Каракумском своде и на п-ове Бузачи они дешифрируются легче, сетка их чаще и расстояние между ними 6, 12 и 25 км.

Северо-западные линеаменты связаны с запад-северо-западными, но, например, на полуостровах Мангышлак и Бузачи они образуют самостоятельные системы. Северо-западные линеаменты не самые важные на Туранской плите, хотя на юге они и очерчивают такие струтуры, как Туаркырское поднятие, Мургабская и Барсакельмесская впадины

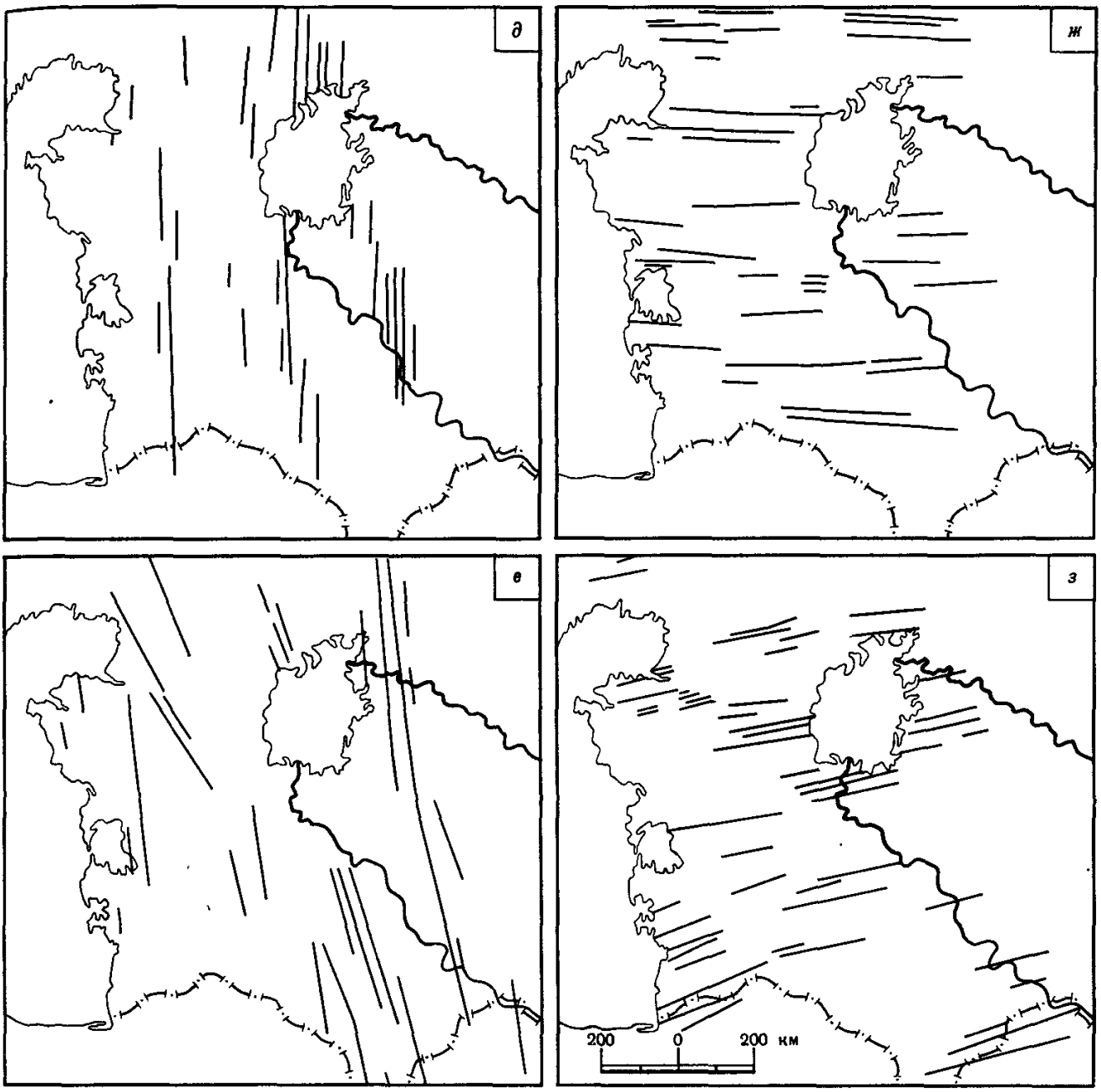


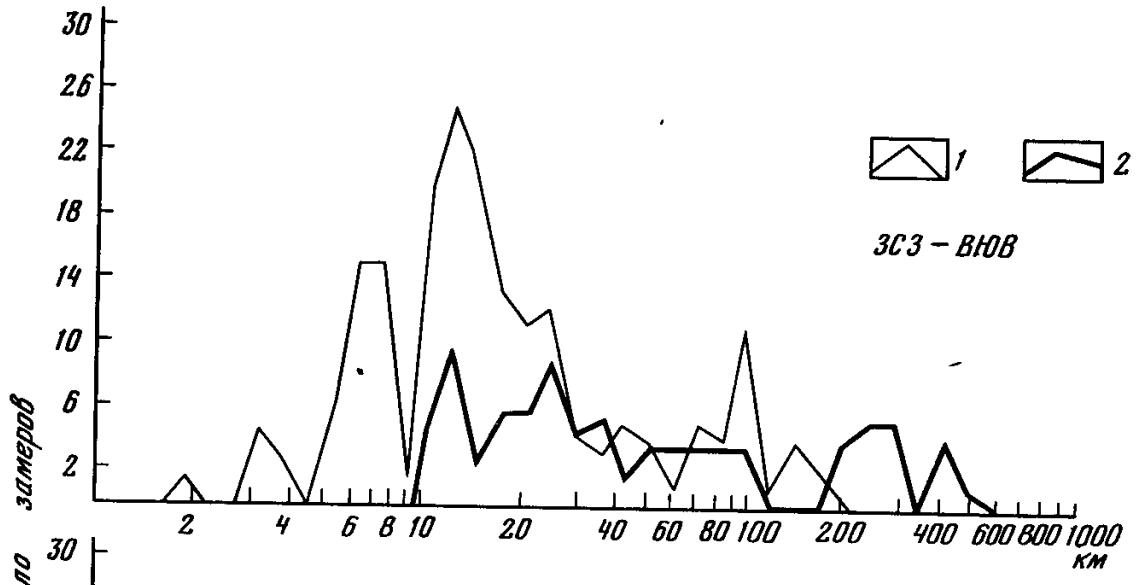
Рис. 89 (окончание)

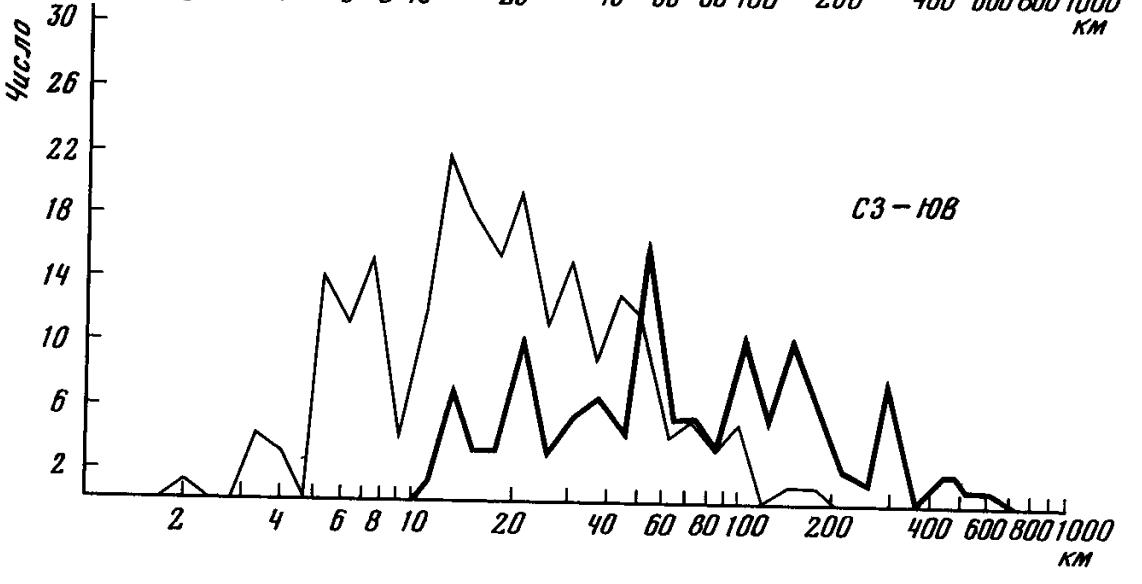
и некоторые другие. Эти линеаменты не пересекают всю плиту, но можно выделить их цепи, которые образуют единые секущие зоны. Одна такая зона проходит через Северный Устюрт, Центрально-Устюртское поднятие в Амударьинскую впадину и далее протягивается вдоль Амударьи. Линеаменты, к которым приурочено Туаркырское поднятие, на северо-западе секут Южно-Мангышлакскую зону, а на юго-востоке, упираясь в Бахардокскую моноклиналь, теряются. Но именно в этом месте находится перегиб простирания Копетдага, и его юго-восточная часть оказывается на продолжении этого линеамента. Другая зона северо-западных разломов рассекает Бузачинский свод и Северо-Устюртскую синеклизу и упирается в Центрально-Устюртское поднятие в месте, где меридиональные линеаменты разделяют Каратауское и Центрально-Устюртское поднятия. Еще одна зона северо-западных линеаментов есть в Северо-Устюртской синеклизе.

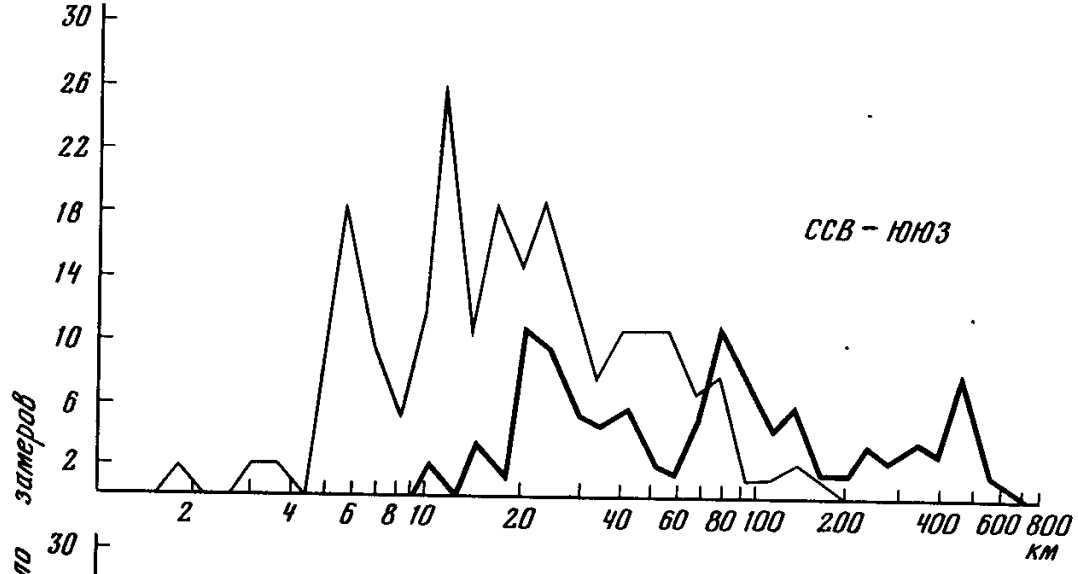
Северо-западные линеаменты рассекают Туранскую плиту на блоки шириной 50, 100 и 150 км, но чаще — 300, 400 и 600 км. На Каракумском своде они отдешифрированы чаще и между ними выделяются блоки шириной 6, 12, 20, 30 и 40 км, а также 100 км.

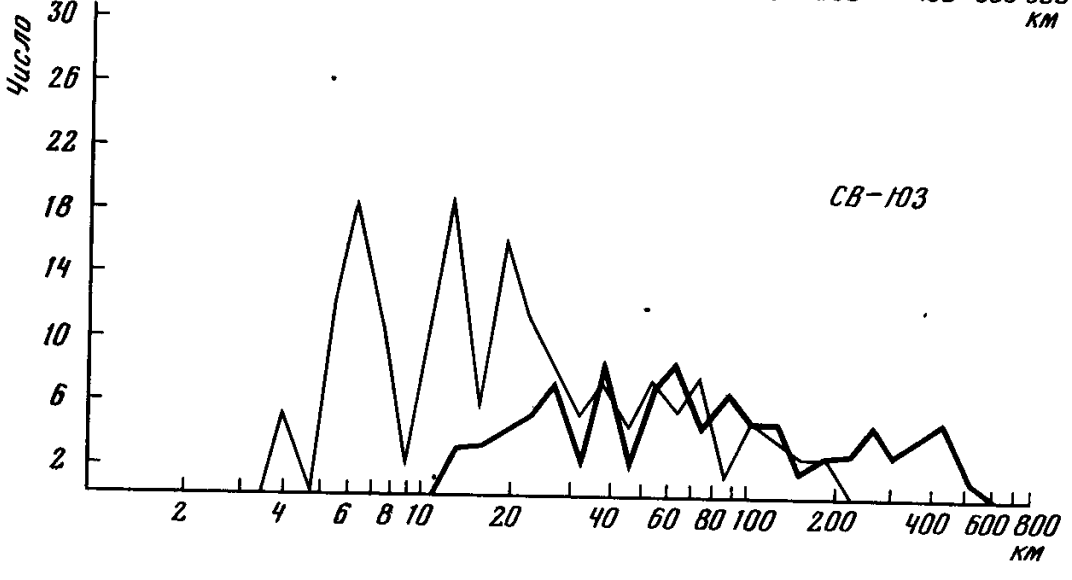
Северо-северо-восточные и северо-восточные линеаменты на космических изображениях проявляются как относительно малопротяженные и слабо выраженные. Обычно они приурочены лишь к одному структурному элементу и редко пересекают его границу. Так, там, где дешифрируются северо-северо-восточные линеаменты, обычно отсутствуют северо-восточные, и наоборот, но вместе они образуют довольно равномерную сетку по всей территории. Однако если в одних участках напряжения проявляются в виде какой-либо одной из названных систем, то в других развиты оба направления, и тогда их различие становится более отчетливым.

Северо-северо-восточные линеаменты, вероятно, сопряжены с запад-северо-западными, и именно первые там, где они менее протяженны, образуют участки сгущения


30
26
22
18
14
10
6
2
Число замеров
1
2
ЗСЗ – ВЮВ
2 4 6 8 10 20 40 60 80 100 200 400 600 800 1000
км


30
26
22
18
14
10
6
2
Число
СЗ – ЮВ
2 4 6 8 10 20 40 60 80 100 200 400 600 800 1000
км


30
26
22
18
14
10
6
2
Число замеров
ССВ – ЮЮЗ
2 4 6 8 10 20 40 60 80 100 200 400 600 800
км


30
26
22
18
14
10
6
2
Число
СВ – ЮЗ
2 4 6 8 10 20 40 60 80 100 200 400 600 800
км

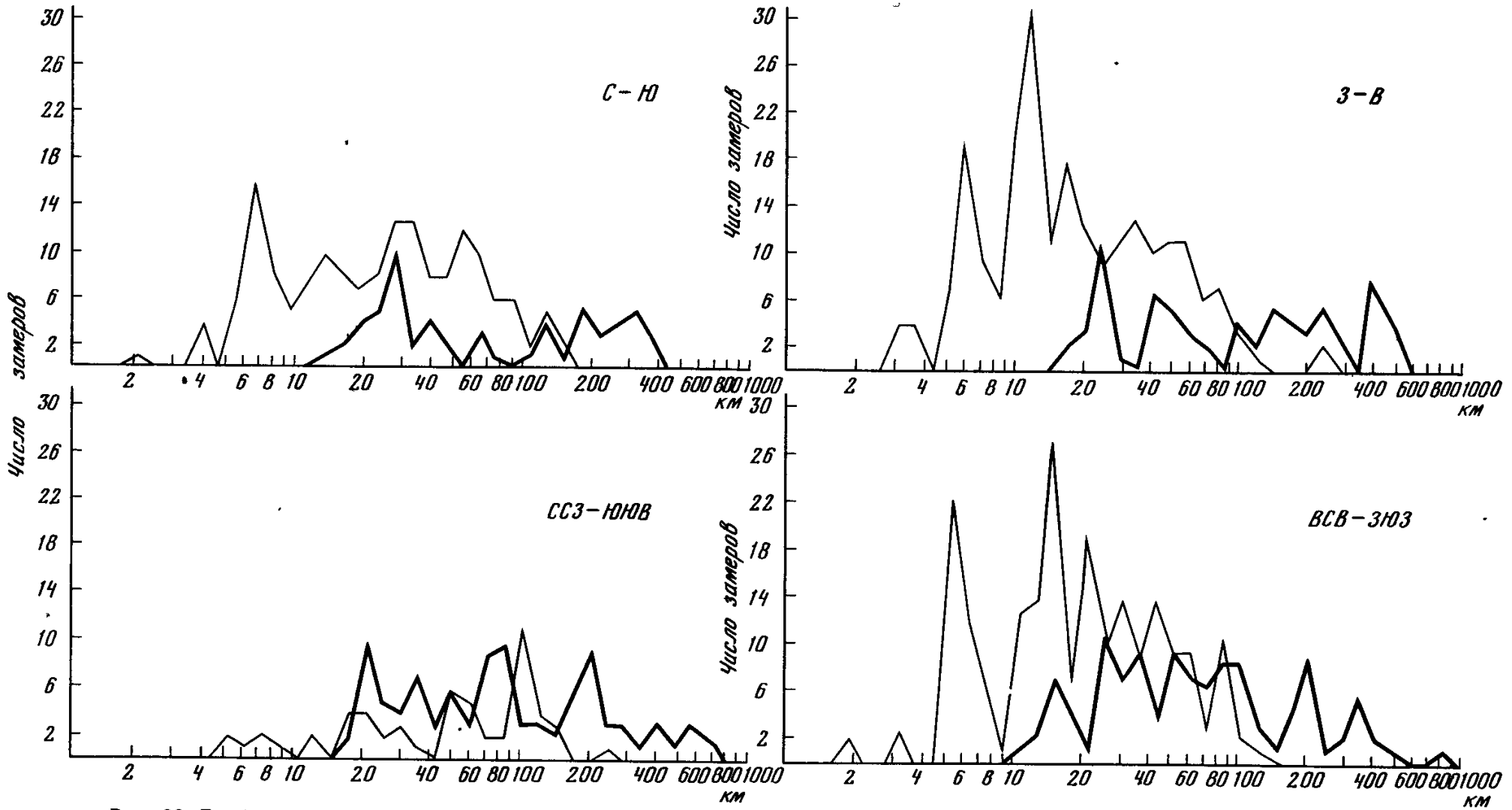


Рис. 90. Графики распределения интервалов между линеаментами разных простираний

1 — на мелкомасштабных космических изображениях Туранской плиты, *2* — на среднемасштабных космических изображениях Каракумского свода

сетки. Их много в Северо-Устюртской синеклизе, а также на поднятиях, особенно на Бузачинском. Северо-восточные линеаменты, вероятно, сопряжены с северо-западными; наблюдается их связь в пространстве. За немногим исключением, они слабо выражены и малопротяженны.

Северо-северо-восточные и северо-восточные линеаменты рассекают Туранскую плиту на малые блоки, ширина которых не имеет выраженных пиков распределения.

Таким образом, рассмотренная система линеаментов, слабо выраженных на космических снимках, вероятно, является отражением (следом) разломов, которые устанавливаются как одни из самых устойчивых по картам корреляции гравитационного и магнитного полей. Но, по-видимому, они малоактивны.

Меридиональные линеаменты наряду с запад-северо-западными являются наиболее выраженными. Главнейшие из них пересекают всю плиту с севера от Урала через Аральское море и Амударьинскую впадину. Меридиональные и северо-северо-западные линеаменты пересекают линеаменты всех других простираний. Четко выделяются три линеаментные зоны, протяженность которых превышает 1000 км. Западная зона, пересекая Южно-Эмбенское поднятие в Северо-Устюртской синеклизе, отделяет Бейнеускую впадину от Самской, южнее отсекает Каратауский вал от Центрально-Устюртской впадины, далее разделяет Южно-Мангышлакскую и Ассакеауданскую впадины, проходит через Туаркырскую зону поднятий и контролирует западную границу Копетдагского антиклинория. Она выявлена также и на картах корреляции геофизических полей [Геологическое..., 1978], но на космических снимках выделена впервые. Косвенным подтверждением ее служит то, что она разделяет различные структуры и что к востоку и западу от нее меняются простирания вытянутых структур: например, Большебалханский антиклинорий изменяет простирание с северо-западного на запад-северо-западное.

Вторая зона протягивается от Урала, отвечает Аральскому разлому и проходит через устье Амударьи, пересекает Дарьялык-Дауданский прогиб, ограничивает с востока Каракумский свод, отделяя его от Бедрушикской ступени, и прослеживается далее через Копетдаг. Она отвечает Урало-Оманскому линеаменту.

Третья, наиболее восточная зона проявляется как серия линеаментов, ограничивающих восточный берег Аральского моря, проходит через Кызылкумы. Приуроченные к ней линеаменты пересекают Бухарскую и Чарджоускую ступени, контролируя распределение залежей нефти и газа. Прослеживается она и далее на юг.

Помимо этих интеррегиональных (возможно, и планетарных) линеаментов, дешифрируется и множество мелких меридиональных линеаментов. Линеаментные зоны рассекают плиту на блоки шириной около 300 км. На территории Каракумского свода блоки, заключенные между меридиональными линеаментами, имеют ширину 12, 25 и 50 км.

Северо-северо-западные линеаменты связаны с меридиональными, и, может быть, их следует рассматривать вместе. Наиболее протяженные линеаменты этого простирания близки к меридиональным. На территории их выделяются четыре зоны. Западная пересекает Северо-Устюртскую синеклизу, ограничивает Каратауский антиклинорий и, пройдя через Южно-Мангышлакский прогиб, сливается с Туаркырской зоной; вторая, малопротяженная зона расположена на 200—250 км восточнее в пределах Узбойской и Сарыкамышской впадин. Восточнее, еще через 200—250 км, расположена зона, секущая всю Амударьинскую синеклизу. И наконец, самая восточная, наиболее протяженная зона линеаментов проходит в Кызылкумах. Линеаменты более северо-западных простираний менее протяженны и группируются в отдельных участках. Северо-северо-западные линеаменты рассекают плиту на блоки, ширина которых чаще всего составляет 25, 50, 90, 200, 400 и 600 км. На Каракумском своде таких линеаментов выделено немного.

Широтные и восток-северо-восточные линеаменты имеют среднюю протяженность и распределены неравномерно: чаще всего они приурочены к прогибам и их бортам. Сгущение их сетки напоминает шахматную доску. Наблюдается и определенное чередование участков их распространения: там, где проявляются одни, исчезают другие. Эти линеаменты ограничиваются с одной стороны полосой, проходящей через Каратауский антиклинорий, Центрально-Устюртское поднятие, Султануиздаг, Нуратау, а с другой — Копетдагом. Как правило, рассматриваемые линеаменты не находят аналогов среди известных разломов, их положение не отвечает границам структур, они не отражаются и на картах корреляций. Весьма вероятно, что, с одной стороны, линеаменты широтного и восток-северо-восточного простираний, а с другой — линеаменты меридионального и северо-северо-западного простираний парагенетически сопряжены и образуют общий структурный рисунок. Возможно, их объединяет единый определенный возраст

формирования, однако, конечно, движения по ним проявляются и сейчас, благодаря чему эти линеаменты и удается дешифрировать.

Широтные и восток-северо-восточные линеаменты рассекают Туранскую плиту на изометрические блоки, ширина которых 25, 50, 100, 200 и 400 км. На Каракумском своде они разделяют блоки шириной в основном 6, 12 и 22 км, т. е. сетка их очень частая.

Совместный анализ всех использованных космических материалов по Туранской плите показал, что на космических снимках разных уровней генерализации меняется общее количество линеаментов. На телевизионных мелкомасштабных снимках они имеют меньшее распространение, а на более крупномасштабных снимках их число возрастает.

Интервалы расстояний между линеаментами в 6, 12, 25 км характерны в основном для малопротяженных линейных образований и чаще всего встречаются на среднемасштабных снимках (1 : 1 000 000). На космических изображениях этого масштаба п-ова Бузачи, Каракумского свода и на других снимках отдельных регионов Туранской плиты подмечено, что эти линеаменты контролируют зоны локальных структур осадочного чехла. По-видимому, они не только отвечают разломам, но и являются также границами пликативных нарушений разных знаков (положительных или отрицательных), которые отражаются на космических снимках земной поверхности вследствие физико-химических неоднородностей горных пород, слагающих разные геологические структуры. Опираясь на геофизические данные и сравнивая линеаменты на космических снимках разной генерализации, можно заметить, что линеаменты, дешифрируемые на мелкомасштабных снимках, имеют более глубинное заложение, чем линеаменты, видимые на среднемасштабных снимках. Последние линеаменты контролируются либо осадочным чехлом, либо неглубоко залегающим фундаментом.

Линеаменты с интервалом чередования 100, 200, 400 км, как правило, являются наиболее протяженными и отражают образования, приуроченные к глубинным структурам фундамента. Самые протяженные из них, видимо, связаны со структурой поверхности Мохоровичича.

Фильтрация линеаментов по отдельным направлениям выявляет их чередование через определенные промежутки. В каждом направлении выделяются основные, главные, протяженные линеаменты, расстояния между которыми примерно одинаковые. В зоне между этими нарушениями выделяется серия линеаментов подчиненного значения такого же простирания, со свойственными им промежутками. Отмеченное чередование разрывных нарушений, видимо, имеет связь и с распределением положительных и отрицательных структур разных порядков. Такая же зависимость проявляется на картах корреляции между магнитным и гравитационным полями, где зоны положительной и отрицательной корреляции чередуются между собой. Эти зоны приурочены к структурам фундамента, а границами их служат разные горизонтальные градиенты корреляции или смена знака корреляции, отвечающие разрывным нарушением [Князев и др., 1981].

Итак, намечается связь протяженности линеаментов и их выраженности на снимках разных уровней генерализации с глубиной заложения. Линеаменты определенного направления и протяженности нередко разделены одинаковыми интервалами. Сплошность их интегрального рисунка определяется наложением как разнопорядковых линейных образований одного направления, так и линеаментов разных простираний. Совпадение линеаментов разных порядков с границами положительных и отрицательных структур позволяет предполагать, что последние также различаются по глубине охваченных деформациями литосферных масс.

ЛИНЕЙНЫЕ И КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ ПАМИРО-ТЯНЬШАНЬСКОЙ ОБЛАСТИ

Приведенные ниже данные представляют собой результаты дешифрирования космических изображений, полученных с автоматических спутников системы «Метеор» и с пилотируемых кораблей «Союз-9», «Союз-22», «Салют-1» и «Салют-4». Масштаб и степень генерализации использованных изображений весьма различны. Кроме того, дешифрировались изображения, полученные в разных спектральных диапазонах и в разное время года и суток. Это разнообразие исходных материалов позволило контролировать результаты дешифрирования, но вместе с тем явилось, вероятно, одной из причин определенных расхождений разных авторов как в частных, так и в некоторых общих оценках линеаментов и кольцевых образований Тянь-Шаня.

Линеаменты

Результаты дешифрирования космических снимков с описанием линеаментов Средней Азии приведены в работах И. И. Башиловой, В. К. Еремина, Г. В. Махина [1972], О. М. Борисова и А. К. Глуха [1976, 1978, 1979, 1980], А. В. Доливо-Добровольского и С. И. Стрельникова [1974], Н. Т. Кочневой, И. Н. Томсона, В. Н. Полуэктова [1978], В. И. Макарова и Л. И. Соловьевой [1975, 1976, 1979], В. М. Панина, С. Ф. Скобелева [1976], В. Д. Скарятина [1973, 1976], С. И. Стрельникова, Н. А. Гусева, Н. В. Скубловой [1973], В. Г. Трифонова и др. [Геологическое..., 1973, 1978], С. С. Шульца [1974, 1976] и других исследователей. В результате проведенных исследований были установлены линеаменты различной протяженности и ориентировки, намечены основные их типы в зависимости от масштабности и морфоструктурных особенностей, получены первые представления о глубине их заложения и о роли в строении и развитии земной коры Средней Азии.

Одним из важных результатов исследований явилось выявление региональных линеаментов глубинного, в том числе мантийного, заложения и среди них — сквозных зон, секущих основной тектонический план приповерхностных структур.

На космических снимках линеаменты выделяются по линейному, цепочечному или кулисообразному расположению элементов ландшафта и геологических структур, по границам тоновых полей и фотоаномалиям, отражающим смену ландшафтов, почв, растительности, геологических комплексов и т. д. Степень их проявления на космических снимках изменяется в зависимости от многих временны́х, географических, геологических, антропогенных и других факторов. Наиболее отчетливо линеаменты проявлены на изображениях, полученных в весеннее, а иногда и в зимнее время.

В геоморфологическом отношении линеаменты нередко совпадают с различного рода уступами, перегибами склонов, спрямленными участками речных долин, трогами и т. д. Для значительной их части установлено совпадение с известными крупными (в том числе глубинными) зонами разломов (Ферганского, Южно-Ферганского, Северо-Памирского, линии Николаева и др.) или зонами флексурно-разрывных нарушений (Северо-Ферганской и др.). Для ряда линеаментов по геофизическим данным выявлена их связь с разрывами в кристаллическом фундаменте и с флексурами в перекрывающей толще. Многие из них отчетливо выражены в магнитном поле либо в виде системы линейно расположенных локальных максимумов, либо в виде изменения характера поля изодинам. В ряде мест установлено их соответствие более или менее протяженным гравитационным ступеням, разграничивающим различные по значению аномалии или различные по структуре гравитационные поля [Макаров, Скобелев и др., 1974; Макаров, Трифонов, Щукин, 1974; Фузайлов, 1978].

Довольно хорошая корреляция линеаментов с рельефом поверхностей «базальтового» и «гранитного» слоев позволяет рассматривать их как важную структурную особенность литосферы Средней Азии. Некоторые из них можно отождествлять с погребенными глубинными разломами, в приповерхностных слоях проявленными лишь опосредствованно, через вторичные особенности ландшафта и геологического строения. Но наряду с такими существует, очевидно, огромное число линеаментов, значительно менее крупных и менее значимых, природа которых далеко не всегда ясна.

Линеаменты Средней Азии можно разделить на несколько групп (классов), различающихся морфологическими и, вероятно, генетическими особенностями.

1. Линеаменты, отражающие планетарную трещиноватость земной коры. Это, вероятно, наиболее многочисленные формы, которые образуют сеть закономерно ориентированных, сравнительно небольших по протяженности линеаментов. Ими земная кора разбита на небольшие по величине блоки различной конфигурации (треугольники, многоугольники, ромбы и т. п.). Многие из них совпадают с линиями известных разрывов и зон трещиноватости.

2. Линеаменты, отвечающие трещиноватости зон регионального растяжения. Это зоны сгущения субпараллельных линий разной длины, нередко включающие также диагональные короткие линии. Ширина зон составляет десятки километров, а протяженность — иногда несколько сотен километров. К ним местами приурочены дайки основного — субщелочного состава (Карамазар), очаги неглубоких землетрясений и разрывов поверхности (Тамды).

В пределах Средней Азии выделены три такие зоны макротрещиноватости северо-восточного простирания: Бельтауская (Юго-Восточное Приаралье), Кызылкумская, Карамазарская. К этому типу можно отнести Северо-Кызылкумскую область меридиональной трещиноватости, связанную, очевидно, с развитием Урало-Оманской зоны растяжений, и ряд других субмеридиональных зон [Макаров, Соловьева, 1976; Геологическое..., 1978; Макаров, Щукин, 1979].

3. Региональные линеаменты, отражающие крупные линейные нарушения земной коры, в том числе глубинные разрывы. Это прямолинейные и дугообразные структурные элементы большой протяженности (сотни и тысячи километров) и ширины (десятки километров). Они выражены на поверхности крупными разломами (Таласо-Ферганский) или зонами разломов, флексурно-разрывными зонами (типа Западно-Тяньшаньской), а также зонами трещиноватости. Являясь границами крупных блоков земной коры, они влияют на характер осадконакопления, магматизм и металлогению и проявляются как конседиментационные. Некоторые из них представляют собой зоны длительного развития, нередко сопровождаемые системами чешуй, полосами катаклазирования и рассланцевания пород, местами с офиолитами и зонами глаукофан-сланцевого метаморфизма (Южно-Ферганский, Бузачи-Кокшаальский и др.).

4. Суперлинеаменты (линеаментные зоны), представляющие собой наиболее протяженные, панрегиональные структуры литосферы. Ширина их достигает нескольких сотен километров, морфология проявления на поверхности вдоль простирания изменчива. Изменяются также их геологическое значение и интенсивность развития.

Анализ схемы размещения региональных линеаментов Средней Азии (рис. 91) показал, что суперлинеаменты представляют собой, по существу, систему субпараллельных прерывистых линеаментов. В Средней Азии располагаются отрезки трех суперлинеаментов — Урало-Оманского, Индо-Памирского и Азиатского.

Урало-Оманский суперлинеамент был выделен впервые Р. Фюроном [Furon, 1941] и проходит от Оманского залива на юге через Аральское море и Тургайский прогиб.

Индо-Памирский суперлинеамент выделен Б. А. Петрушевским [1969] и прослеживается от Мальдивских островов до вершин Памирской дуги. Его Тяньшаньским звеном является Каракуль-Балхашская линеаментная зона, которая уходит далеко на север, переходя, вероятно, в Гыдано-Омский линеамент [Макаров, Соловьева, 1976; Макаров, 1977, Борисов и др., 1981].

Азиатский суперлинеамент, впервые выделенный В. Е. Хаиным [1969], представляет собой трансконтинентальный тектонический шов, прослеживающийся из Белоруссии через Днепровско-Донецкую впадину, Бузачи, Южный Тянь-Шань и по северной окраине Китайской платформы до о-ва Хоккайдо. В пределах Средней Азии он представлен Бузачи-Кокшаальским линеаментом. Здесь он разделяет два типа дорифейского кристаллического основания — гранито-гнейсовый (на юге) и амфиболито-гранито-гнейсовый [Якубов и др., 1976].

Среди региональных линеаментов развиты прямолинейные и дугообразные. Среди них весьма многочисленны секущие («поперечные») по отношению к основным складчатым сооружениям региона. Преобладают линеаменты северо-западных и северо-восточных простираний, менее выражены субширотные и субмеридиональные.

Линеаменты северо-восточного простирания более четко проявлены в орогенной области Тянь-Шаня и Памира и менее — в пределах Туранской плиты, что позволяет предполагать их существенную активизацию в неоген-четвертичное время (Гиссаро-Ферганский, Западно-Тяньшаньский, Сарыкамышский и др.). Но в целом наиболее ярко проявлены линеаменты северо-западного простирания, представляющие собой как разрывы, так и флексурные зоны, соответствующим образом выраженные в рельефе.

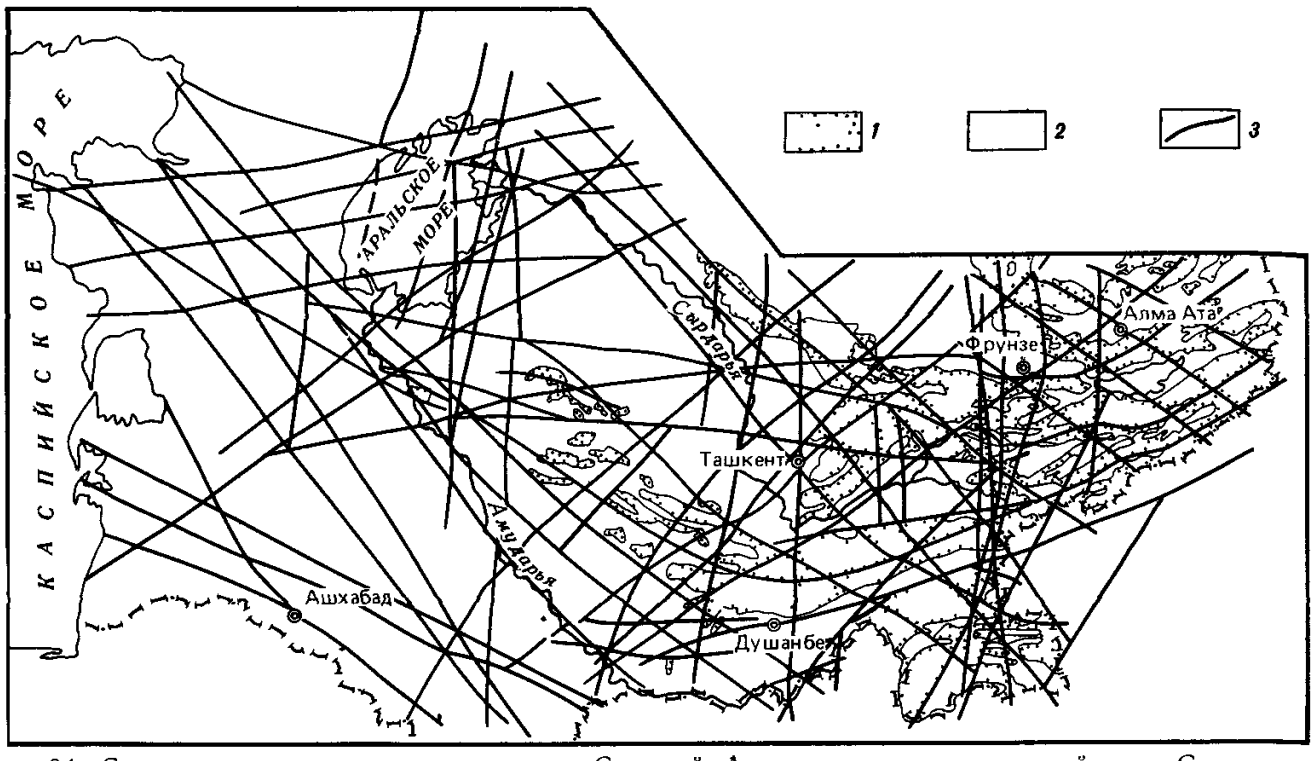


Рис 91 Схема региональных линеаментов Средней Азии и прилегающих районов Составлена О М Борисовым и А К Глухом с использованием материалов В И Макарова, Л И Соловьевой, Н Т Кочневой, А В Доливо-Добровольского, Н В Кобца, А В Кириллова, В В Козлова, В М Панина, В Д Скарятина, С Ф Скобелева, П В Флоренского

1 — выходы домезозойских образований, *2* — отложения мезозоя—кайнозоя, *3* — линеаменты

Секущие линеаменты в своем развитии связаны, очевидно, с другими «поперечными» элементами структуры Памира и Тянь-Шаня, которые ранее анализировались в работах Б. А. Петрушевского [1969], В. И. Кнауфа [1962], Д. П. Резвого [1962], Н. П. Костенко [1964; Костенко и др., 1972], О. К. Чедии [1964, 1972], С. А. Несмеянова [1971], В. И. Макарова [1977; Макаров, Соловьева, 1975], Н. В. Лукиной [1977], Н. Т. Кочневой, И. Н. Томсона, В. Н. Полуэктова [1978] и других исследователей. Эти «поперечные» элементы представлены поперечными или диагональными поднятиями, прогибами, разрывными и флексурно-разрывными зонами, зонами повышенной трещиноватости и проницаемости земной коры. Разнообразие тектонических форм предопределяет и различную морфологию проявления связанных с ними линеаментов.

Одни из них представляют собой достаточно резко обозначенные в рельефе формы в виде, например, непрерывного трога или гигантского рва (типа линии Таласо-Ферганского разлома) или протяженных уступов (типа линии Северо-Киргизского и Главного Каратауского разломов). Обычно такие линеаменты отвечают известным и, как правило, активным на новейшем этапе развития разрывам, достигающим земной поверхности.

Другие линеаменты образованы более сложным комплексом форм рельефа, единство которых (в виде по крайней мере линеамента) можно было бы ожидать лишь после более или менее сложного структурно-геоморфологического анализа и которое становится очевидным при «взгляде издалека». Цельных самостоятельных форм рельефа и геологической структуры такие линеаменты не образуют. В наиболее простом случае линеамент состоит из относительно коротких прямолинейных участков речных долин, явно приуроченных к единой линии и вытянутых вдоль нее. Особенно многочисленны такие линеаменты в пределах высокогорных глубоко и дробно расчлененных массивов Памира, Центрального Тянь-Шаня и др Нередко линеаменты представляют собой региональные гипсометрические уступы. Наиболее ярко линеаменты этого типа проявляются на зимних снимках горных областей.

Линеаменты, отвечающие разрывно-флексурным зонам или зонам погребенных (скрытых) разломов, выражены значительно более сложными и разнообразными композициями наземных форм. Их пространственно-генетическое единство при наземных исследованиях устанавливается особенно трудно, так как градиенты изменений наземных характеристик в этих случаях малы, что соответствует конседиментационному и конденудационному характеру этих деформаций. Сами линеаменты приобретают некоторую специфику и на космических изображениях проявляются нередко в виде нерезких линий, и более или менее узких полос или зон с «размытыми» границами При этом морфология и яркость проявления линеаментов меняются даже по простиранию одного и того же

линеамента, в зависимости от глубины, на которой скрытые разломы сменяются флексурными изгибами вышележащих покровов, от активности и морфолого-кинематического типа разломов

Линеаменты, согласные с основными структурно-орографическими элементами Средней Азии, как правило, представлены либо уступами, либо резкими ландшафтными границами, отвечающими разрывам краевого типа, а также более или менее протяженными долинообразными понижениями, которые отвечают тектоническим депрессиям шовного (или близкого к нему) типа Это, например, разлом, известный как линия Николаева, или другие зоны внутригорных впадин Тянь-Шаня. При этом в большинстве своем такие линеаменты отвечают неотектоническим структурам. Все более древние, «мертвые» швы на космических снимках обычно не проявлены. Среди согласных линеаментов значительное число составляют дугообразные, среди секущих — больше прямолинейных.

По мнению О. М. Борисова и А. К. Глуха [1976], дугообразные и прямолинейные линеаменты рассматриваемой области образуют три системы пучков типа «конского хвоста». Стержневой частью первого пучка является Каспийско-Балхашский линеамент, от которого в юго-западном направлении последовательно дивергируют Афгано-Балхашский, Персидско-Балхашский, Узбой-Сарысуйский линеаменты. Стержневой частью второго пучка является линия Николаева, от которой на юго-восток отходят Ферганский, Чаткало-Каракорумский, Каратау-Памирский линеаменты. И, наконец, третий пучок образован Бузачи-Кокшаальским центральным линеаментом, от которого также в юго-восточном направлении дивергируют Амударьинский и Кызылкумский линеаменты.

Кольцевые структуры

Впервые наличие морфоструктур округлой формы было установлено при анализе геоморфологии неотектонически обновленных участков земной коры. На их тесную связь с геологическим строением впервые указал И. П. Герасимов [1946, 1959]. Позднее была выдвинута идея о том, что молодые кольцевые морфоструктуры, в сущности, являются отражением более древних структур, вплоть до нуклеарных структур «базальтового» слоя [Попова, 1966].

К. К. Пятков одним из первых обратил внимание на наличие в Центральных Кызылкумах новейших структур типа «брахиантиклинальных вздутий», начало формирования которых он относил к миоцену [Пятков и др., 1967] В качестве круговых («концентрических») структур они впервые были отдешифрированы С. С. Шульцем [1974] на панорамном фотоснимке, полученном с орбитальной станции «Салют». Структуры имеют вид пологих уплощенных сводовых поднятий концентрического строения диаметром от 20—30 до 130—150 км (поднятия Букантау, Тубаберген, Ирлир, Тамды, Актау, Коксенгир, Сырдарьинское).

Последующий анализ космических изображений, в том числе мелкомасштабных, полученных со спутников серии «Метеор», показал более широкое развитие в рассматриваемой области кольцевых образований [Борисов, Глух, 1976, 1978, 1979, Кочнева и др., 1978, Борисов и др , 1980, Порошин, 1981]

Кольцевые образования рассматриваются как один из существенных элементов строения земной коры, имеющий самостоятельное значение. Общим для них является центральная симметрия и радиально-концентрическое в плане строение. Первый опыт систематизации кольцевых образований Средней Азии был предпринят О. М. Борисовым и А. К Глухом [1976, и др]. Рассмотрим кратко основные результаты этого опыта. Прежде всего необходимо остановиться на самих понятиях кольцевой морфоструктуры и кольцевой структуры.

Под кольцевой морфоструктурой понимается форма рельефа, образованная дугообразными или замкнутыми элементами, расположенными отчетливо параллельно, которая в целом отражает определенные тектонические или тектоно-магматические структуры. Последние, как правило, обнаруживают неотектоническую активность. В связи с этим они выражены деформациями предорогенного пенеплена, а также орогенных денудационных и эрозионных поверхностей. Отражая вещественно-структурные и топографические неоднородности субстрата, кольцевые морфоструктуры подчеркиваются соответствующими особенностями развития почвенно-растительного покрова, ореолов рассеяния геохимических и гидрохимических элементов, дугообразным, кольцевым и концентрическим, а также радиальным расположением стратиграфических и разрывных контактов и других элементов блоково-складчатых структур и магматических образований, соответствующим образом отпрепарированных в рельефе.

По рисунку в плане кольцевые морфоструктуры характеризуются наличием двух—шести конформных кольцевых зон разной ширины и морфологии, как бы вложенных одна в другую. Центральные их части обычно имеют либо опущенную, депрессионную форму, либо приподнятую, куполовидную или сводовую. Сами кольцевые зоны представляют собой обычно чередование положительных и отрицательных орографических и (или) тектонических форм

Под кольцевой структурой понимается тектоническая складка (изгиб) или тектономагматическое тело круглой или овальной формы, в которых пласты горных пород, локальные складки, разрывы, магматические и рудные тела разного генезиса и возраста образуют прерывистые или замкнутые кольцевые контуры В вертикальном сечении кольцевые структуры обладают конически-выпуклой, воронкообразной, шаровидной, линзовидной, реже призматической и арочной формами

Какой-либо принятой систематизации кольцевых структур по размерам или порядкам нет О. М Борисов и А К Глух предложили подразделять кольцевые структуры по степени увеличения их диаметра на один порядок и относить к криптоструктурам образования с диаметром 1—10 м, к инфраструктурам — 10—100 м, к микроструктурам — 100—1000 м, к мезоструктурам — 1—10 км, к макроструктурам — 10—100 км, к суперструктурам — 100—1000 км, к мегаструктурам — 1000—10 000 км и к трансструктурам — более 10 000 км На космических снимках более или менее определенно можно распознавать кольцевые образования начиная с ранга мезоструктур и более крупные

Наиболее четко по сравнению с другими дешифрируются кольцевые макро-и суперструктуры (рис. 92), для которых установлены следующие особенности 1) преобладание простых структур со сводообразным или чашеобразным строением, меньшее распространение образований с несколькими концентрическими зонами, представленными системами дуговидных брахиантиклиналей или брахисинклиналей, 2) наличие внутренних радиальных, сегментарных, реже концентрических нарушений и сложное блоково-мозаичное строение; 3) проявление как в кристаллических толщах архея—нижнего протерозоя, так и в более молодых по возрасту образованиях вне зависимости от особенностей их строения и состава; 4) увеличение количества структур с запада на восток — от Туранской плиты к Тянь-Шаню, причем в основном за счет структур диаметром 30—40 км, — гетерохронность формирования, о чем свидетельствуют реликтовые кольцевые структуры в домезозойском фундаменте, «просвечивающие» кольцевые структуры в мезозойско-кайнозойском чехле, новообразованные кольцевые структуры (неотектонические структуры тектонических движений), а также факты пересечения одних колец другими; 5) образование в пространстве обособленных ареалов в виде гирлянд (Южное Приаралье и др.) или вписанных друг в друга и уменьшающихся по величинам семейств (Букантау и др.) или групп кольцевых структур (Карамазар и др), 6) для части новообразованных, или рекуррентных, кольцевых структур одновременность формирования с отложениями мезозоя и кайнозоя (Букантауская, Мынгбулакская и др), 7) отражение в геофизических полях, приуроченность к центральным их частям локальных отрицательных аномалий магнитного и гравитационного полей, к периферии — положительных; 8) определенное влияние ряда кольцевых структур на структуры палеозоид и альпид региона, выражающееся в изменении простираний, проявлении дугообразности, виргации и выклинивании; 9) тесная связь с кольцевыми структурами ряда гранитоидных тел позднепалеозойского возраста, расположенных в их ядерной части (Каратюбе), по радиусам (Кошрабатский, Башкызылсайский, Шавасский и другие массивы), по внешним контурам в виде массивов дугообразной формы или цепочек мелких тел (Букантауский, Актауский и др); 10) приуроченность рудных образований преимущественно к внешней окружности кольцевых структур, 11) пересечение кольцевых структур линеаментами и, следовательно, более молодой возраст последних

Касаясь генезиса кольцевых структур, О. М Борисов и А К. Глух считают, что определяющей причиной их образования являются возникающие в земной коре или даже в верхней мантии точечные (очаговые) участки тектонических напряжений сжатия или растяжения, которые вызывают перемещения вещества и от центра которых к периферии обнаруживаются волновые угасания очагового напряжения Согласно экспериментальным данным Э. Андерсона, а позднее И В Лучицкого и П М Бондаренко [1976], правильные концентрические окружности (изохроматические полосы напряженного состояния среды) возникают только в случае деформации среды без участия внешней (в том числе гравитационной) нагрузки как при возрастающем, так и при убывающем давлении в сферической камере.

По механизму перемещения вещества из точки очагового напряжения и по степени

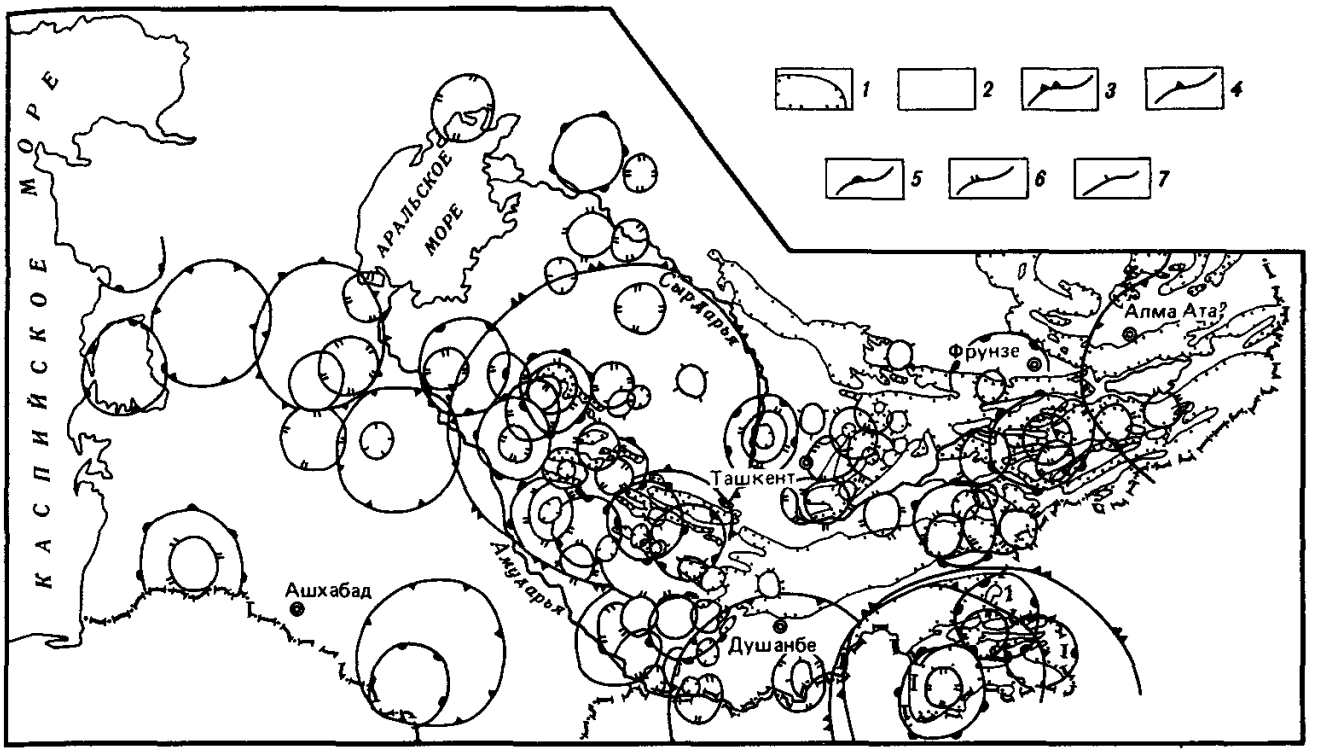


Рис 92 Схема расположения кольцевых структур Средней Азии и прилегающих территорий (по О М Борисову, А К Глуху)

1 — выходы домезозойских образований, *2* — отложения мезозоя — кайнозоя, *3—7* — кольцевые структуры (берг штрих указывает направление понижения гипсометрического уровня) диаметром (в км) *3* — 600—700, *4* — 300—350, *5* — 150—170, *6* — 70—90, *7* — 40 и менее

активности ее воздействия на вышезалегающую толщу можно выделить три этапа и типа развития кольцевых структур: 1) *инверсионный* (начальный этап формирования кольцевых структур), когда в процессе глубинной инверсии плотностей происходит либо оседание геологических образований (кольцевые структуры оседания и обрушения), либо в силу возросшего тектонического напряжения выдавливание отдельных блоков фундамента и их воздействие на вышезалегающую слоистую толщу (штамповые кольцевые структуры) или же выдавливание пластичных (соль, глина, магма) образований (диапировые кольцевые структуры), 2) *инъективный* (этап усложнения инверсионного типа), когда формирование кольцевых структур сопровождается внедрением интрузий по системе радиальных и кольцевых разломов и в пределы кольцевых зон, 3) *эруптивный* (этап усложнения инъективного типа), когда формирование кольцевых структур сопровождается процессами вулканизма с созданием вулкано-купольных и вулкано-депрессионных построек

Указанные выше представления о природе кольцевых структур Средней Азии имеют гипотетичный характер Существуют и другие варианты объяснения этих весьма еще загадочных образований Необходимо отметить также, что среди исследователей Средней Азии не выработалось даже единого мнения о том, что́ понимать под кольцевой структурой В качестве примера приведем существенно иную точку зрения на кольцевые структуры Памиро-Тяньшаньской области, развиваемую Н Т Кочневой, Н П Лаверовым, И Н Томсоном, В Н Полуэктовым [Кочнева и др , 1978; Лаверов и др , 1980] Основываясь на изучении кольцевых структур не только Средней Азии, но и более восточных ее областей, а также учитывая их металлогеническое значение, Н. Т Кочнева и И. Н. Томсон предложили другие их градации К рангу крупнейших (мегаконцентрических) отнесены структуры площадью до нескольких миллионов квадратных километров, диаметром около 2000 км, т е. отвечающие мегаструктурам О. М. Борисова и А. К Глуха. Для их выделения пригодны, как правило, лишь мелкомасштабные изображения большой обзорности, типа получаемых со спутников системы «Метеор».

Ко второму рангу отнесены обширные, округлых очертаний поднятия, которые они предлагают называть мегасводами Их диаметр 450—1000 км, площадь 130 000 — 1 млн км^2 Структуры третьего ранга — сводовые поднятия, осложняющие мегаструктуры Их диаметр 200—450 км, площадь 30 000—130 000 км^2 К четвертому рангу отнесены локальные своды, мульдообразные и другие структуры диаметром 60—120 км и площадью 3000—10 000 км^2

Структуры пятого ранга именуются очаговыми. Их особенность заключается в том, что с ними тесно ассоциируют локальные ареалы магматических пород, а сами структуры возникают в результате динамического воздействия магм Эмпирически устанавливается, что максимальный размер очаговых структур 2000 км^2.

В рамках этой классификации в пределах Средней Азии можно выделить пять структур второго ранга на Тянь-Шане (Сырдарьинская, Ферганская, Нарынская, Иссыккульская и Халыктау-Кетменьская) и две на Памире (Памирская и Таджикская депрессии) (рис. 93). Их размеры изменяются в пределах 160—250 тыс. км^2.

Перечисленные крупнейшие кольцевые структуры Тянь-Шаня, сочленяясь последовательно одна с другой, образуют субширотную систему. При этом соседние структуры перекрываются примерно на одну треть диаметра, вызывая некоторые взаимные искажения контуров. Морфологически и на космических снимках более выразительны лишь их северные и южные границы, подчеркнутые дугообразно изогнутыми хребтами.

Каждая из этих крупных структур, по мнению Н. Т. Кочневой, является мегасводом с опущенной центральной частью. Это Голодностепская, Ферганская, Нарынская, Иссыккульская впадины, расположенные в общем вдоль единой линии [1]. Таким образом, Тянь-Шань имеет вид цепи мегасводов, осложненных провалами. Близкую идею высказал ранее И. В. Корешков [1975], который рассматривал Тяньшаньский ороген как единое сводовое поднятие, осложненное гигантским линейным грабеном, состоящим из указанных впадин. Несколько позже это представление было развито В. И. Поповым [1979; Попов и др., 1979] и трансформировано в идею рифтовой природы Тянь-Шаня [2]. Отдельными образованиями выступают обширный Памирский мегасвод и примыкающая к нему Таджикская депрессия.

Геологические данные позволяют считать, что указанные выше отдешифрированные концентрические структуры наследуют более древние образования подобного типа. Так, в ядре Памирского мегасвода вскрываются докембрийские толщи, прорванные мезозойскими и кайнозойскими гранитоидами. Это древнее ядро обрамлено дугами палеозойских складчатых толщ. С востока, севера и запада мегасвод окружен впадинами с пермскими, юрскими, меловыми—палеогеновыми и неогеновыми отложениями.

В мегаструктурах дочерние кольцевые сооружения расположены в основном вокруг центральных впадин. Их морфология и внутреннее строение таковы, что большинство из них можно именовать сводово-глыбовыми поднятиями, за исключением некоторых структур отрицательного знака. Большинство структур отличается определенными геологическими признаками, позволяющими рассматривать их как орогенные поднятия. Связь с внутренними их частями позднепалеозойских гранитоидных ареалов, а с периферическими — орогенных впадин, заполненных вулканитами и молассой, позволяет полагать, что они возникли в конце палеозоя и унаследованно развивались в поздние периоды.

Дочерние структуры, осложняющие мегасводы, обладают определенной автономией в расположении. Обобщение материалов дешифрирования в комплексе с другими данными позволило установить четкую закономерность в строении и расположении орогенных структур Средней Азии. Дочерние структуры группируются в три пространственно связанные системы, представляющие собой протяженные линейные цепи. Первая из них располагается в северной части Тянь-Шаня и включает следующие кольцевые структуры (см. рис. 93): 1 — Западно-Тяньшаньскую, 2 — Молдотау-Киргизскую, 3 — Терскей-Кунгейскую, 4 — Кетменьскую. Эти структуры имеют овальную форму и вытянуты по длинной оси на 250—300 км, а по короткой — на 150—200 км. По длинной оси эти линзовидные своды осложнены грабенообразными впадинами соответствующего порядка, которые в отличие от центральных впадин мегасводов имеют линейную форму. На космических снимках видно также, что все структуры этой группы осложнены

---

[1] Реальные контуры этих, как и большинства других, впадин Тянь-Шаня весьма далеки от кольцевых. Чаще всего они миндалевидны и последовательно продолжают друг друга (без наложения), образуя очень протяженные зоны или системы прогибаний. Поэтому западные и восточные границы отдельных впадин как кольцевые, по существу, не проявляются, и вопрос об их взаимном наложении и деформированности дискуссионен. Это — пример весьма широкого понимания кольцевых структур. Такую интерпретацию впадин Тянь-Шаня, как и других областей, разделяют далеко не все исследователи, в том числе не все авторы данной главы. Учитывая сложность вопроса о кольцевых структурах вообще, мы решили поэтому представить в данном случае и противоречивые суждения. — *Прим. ред.*

[2] Указанные представления являются в значительной мере умозрительными. Обстоятельный анализ новейшей тектонической структуры Тянь-Шаня, геофизических данных о его глубинном строении, направлениях и смещениях в очагах землетрясений показывает, что эта структура возникла в условиях не растяжения, а общего субмеридионального сжатия, что складки основания Тянь-Шаня, которыми являются его хребты и впадины, подчинены не сводам, а линейным системам и зонам [Костенко и др., 1972; Макаров, Соловьев, 1977] По морфологии, сейсмичности и другим параметрам они существенно отличаются от поднятий и впадин, связанных со сводами (например, в Северной Монголии и Забайкалье) и деформирующихся в условиях горизонтальных растяжений. — *Прим. ред.*

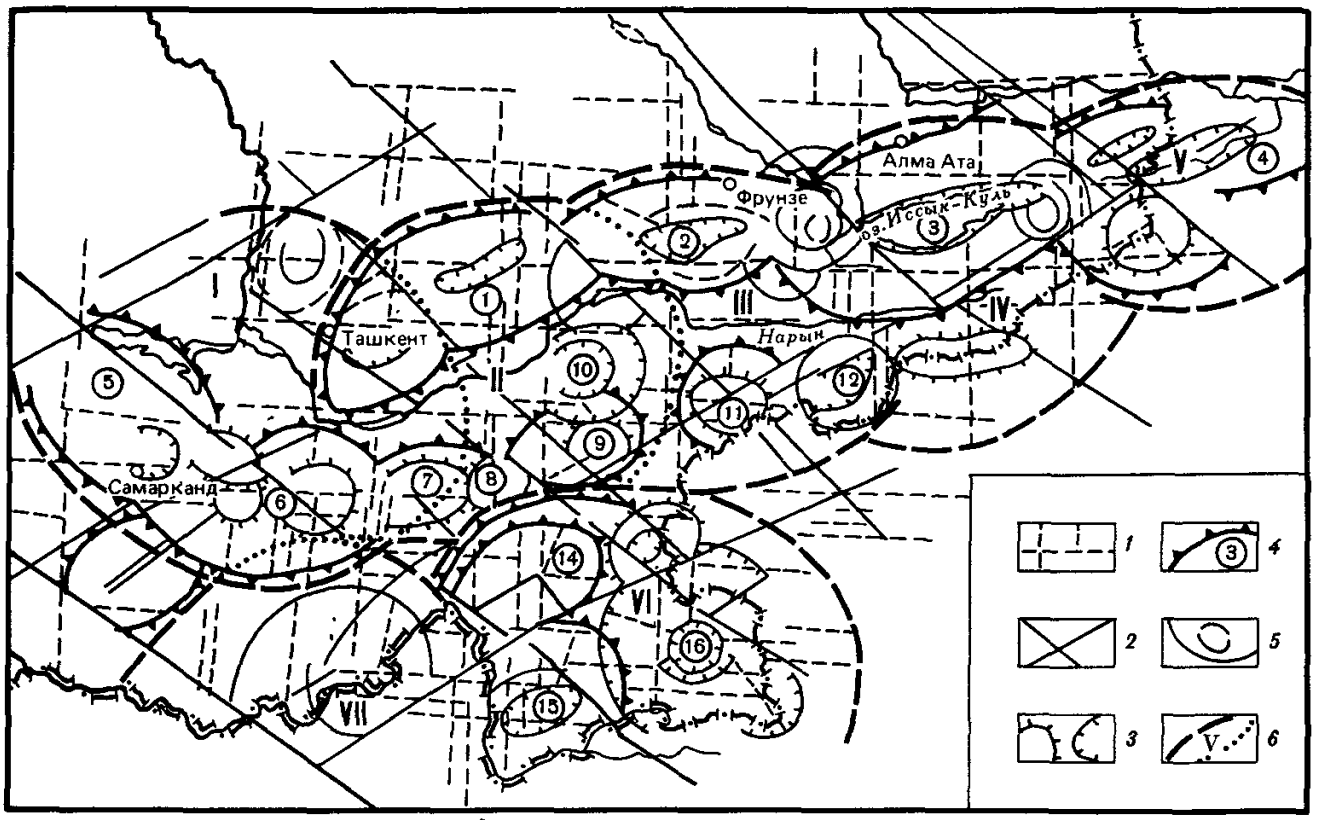


Рис. 93 Схема структур Средней Азии и прилегающих территорий по материалам дешифрирования космических снимков

1 — ортогональная система разломов, 2 — диагональная система разломов, 3 — границы мегаконцентрических структур I ранга, 4 — границы сводов и округлых депрессий II ранга, 5 — границы локальных сводов и осложняющих их впадин III ранга, 6 — прочие концентрические структуры и их номера Арабские цифры — своды разных рангов, названия которых даны в тексте

узкими дугообразными хребтами, опоясывающими центральную впадину. Иногда вокруг впадин просматриваются системы нескольких хребтов, чередующихся с дугообразными долинами. Между линзовидными сводами располагаются кольцевые структуры изометричной формы, диаметром около 100 км. Эти «соединительные» структуры отличаются наименьшими гипсометрическими уровнями и наибольшей расчлененностью. Следует также отметить, что они появляются там, где цепи орогенных структур пересекаются широкими зонами меридиональных сквозных дислокаций. Первая группа линзовидных структур очень хорошо выделяется на снимках зимней съемки.

Ко второй системе относятся кольцевые структуры, также образующие цепочку вдоль горной системы Южного Тянь-Шаня. Они несколько меньше по сравнению со структурами первой системы и достигают в диаметре 150—200 км. Эти структуры имеют в основном округлую форму и отличаются концентрической зональностью в размещении различных типов рельефа. Отчетливо выступает радиально-концентрическая система дислокаций. К этой группе относятся кольцевые структуры (см рис. 93): 5 — Самаркандская, 6 — Зеравшанская, 7, 8 — Западно-Алайская, 9 — Восточно-Алайская, 10 — Восточно-Ферганская, 11 — Уччато-Джамантауская, 12 — Атбашская, 13 — Хан-Тенгри. Структуры сильно деформированы и даже смещены линейными зонами дислокаций.

Третью группу образуют кольцевые сооружения Памира: 14 — Северо-Памирское, 15 — Южно-Памирское, 16 — Восточно-Памирское. Общей чертой этих структур являются четко выраженные радиальные системы дислокаций.

Таким образом, орогенная структура Средней Азии определяется существованием систем мегасводов и линейных цепей сводовых поднятий. Эти структурные особенности региона, сложившиеся в конце палеозоя, позволяют по-новому подойти к вопросам геолого-структурного и металлогенического районирования областей Тянь-Шаня и Памира.

В заключение необходимо отметить, что установленные в земной коре Средней Азии новые региональные структуры — линеаменты и кольцевые структуры имеют как научное, так и практическое значение. Во-первых, их наличие свидетельствует о большой раздробленности литосферы, обусловленной процессами в мантии. Во-вторых, являясь звеньями глубинных структур, зонами повышенной проницаемости литосферы, они представляют собой благоприятные участки для более интенсивного процесса массо- и теплопереноса и формирования рудных объектов. Возникающие при этом рудные узлы, зоны и пояса могут быть в той или иной мере автономными по отношению к структурам верхних частей земной коры. Тем самым предопределен принципиально новый подход к металлогеническому районированию.

ЛИНЕЙНЫЕ И КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Территория Сибирской платформы обеспечена космическими снимками разных типов с многократным перекрытием. При составлении карты линеаментов и кольцевых структур (рис. 94, см. вкл.) использовались в основном снимки масштабов 1 : 8 000 000—1 : 15 000 000, полученные с искусственных спутников серии «Метеор-1—17» (телевизионные), «Метеор-18, -25, -28» (фотосканерные), и снимки масштаба 1 : 2 500 000 со спутников «Метеор-28, -29». Как показывает опыт работы, именно такие снимки благодаря большой обзорности и высокой генерализации фотоизображения позволяют выявить региональные линеаменты и крупные кольцевые структуры. В целях повышения информативности и точности переноса отдешифрированной нагрузки на фотосхемы и топографические карты мелкомасштабные снимки увеличивались фотопутем до масштабов 1 : 5 000 000 и 1 : 2 500 000. Космические снимки локального и регионального уровней генерализации (близкого к масштабу 1 : 1 000 000) типа МКФ-6, «Ландсэт» и другие просматривались в целях детализации, изучения внутреннего строения и геологической интерпретации отдельных линеаментных зон, линеаментов и кольцевых структур. Наиболее информативными для залесенных районов являются осенне-зимние и весенние снимки, так как снежный покров усиливает контрастность фотоизображения; для районов тундры, наоборот, пригодны только летние, «бесснежные» снимки.

В геологическом отношении Сибирская платформа изучена вполне удовлетворительно, вся территория покрыта геологической съемкой масштаба 1 : 200 000. В 1973 г. издана Геологическая карта Сибирской платформы масштаба 1 : 1 500 000, на всей территории проведены аэромагнитная и гравиметрическая съемки. Отдельные районы, преимущественно на юге и юго-востоке, обеспечены материалами электро- и сейсморазведки, а на остальной территории пройдены лишь редкие профили. Глубоким бурением площадь охвачена весьма неравномерно. Вопросы тектонического районирования и разломной тектоники Сибирской платформы разрабатывались Г. Д. Бабаяном, Л. В. Булиной, Н. Н. Дашкевичем, Н. В. Дреновым, Ю. А. Косыгиным, Н. С. Маличем, А. А. Межвилком, К. Б. Мокшанцевым, К. А. Савинским, Т. Н. Спижарским и многими другими.

На мелкомасштабных космических снимках лучше всего дешифрируются линеаменты, линеаментные зоны и кольцевые структуры, хуже выделяются площадные объекты неопределенной формы — фотополя. На более детальных снимках проявляются также конкретные геологические тела — крупные интрузии, маркирующие горизонты, складчатые зоны и отдельные крупные складки.

Линеаменты и линеаментные зоны

Линеаменты — это линейно вытянутые протяженные формы фотоизображения, соответствующие уступам рельефа, прямолинейным отрезкам гидросети, цепочкам озер, хребтов, холмов или границам смены растительности и рельефа. На снимках они выглядят как тонкие линии темного, реже светлого тона, обычно разделяющие площади различного фотоизображения. Линеаментные зоны отличаются от линеаментов значительной (до 10—50 км) шириной и выглядят как полосовые фотоаномалии со своеобразным рисунком и тоном фотоизображения или как системы сближенных линеаментов одного направления, разделяющие крупные фотополя. Детали внутреннего строения линеаментных зон проявляются лишь на снимках масштаба 1 : 1 000 000 и крупнее, а на мелкомасштабных снимках они преобразуются в узкие линии, поэтому для них также правомерно употребление термина «линеаменты».

Выраженность линеаментов на космических снимках весьма неравнозначна. Некоторые из них видны на снимках всех типов, другие хорошо выражены лишь на отдельных снимках, полученных при определенных условиях освещенности, состояния растительности, снежного покрова и т. д., третьи выделяются довольно слабо на одиночных снимках и дешифрируются неуверенно. Вынесение на карты большого количества линеаментов третьей группы приводит к значительным расхождениям на картах, составленных разными авторами. Полнота и надежность дешифрирования линейных объектов на космических снимках достигаются использованием возможно большего количества снимков, взаимно перекрывающих друг друга, и осуществлением контроля дешифриро-

вания другими исполнителями в целях отбраковки слабо выраженных линеаментов. При составлении карты линеаментов и кольцевых структур для большей части Сибирской платформы использовались снимки 10—20-кратного перекрытия и лишь для районов Притаймырского и Анабаро-Ленского прогибов, слабо обеспеченных фотоматериалами, пришлось ограничиться 2—4-кратным перекрытием. На карту наносились линеаменты, подтвержденные не менее чем на двух снимках. Дешифрирование всей территории выполнено Б. Я. Пономаревым. Для выделения наиболее четко выраженных линеаментов и отбраковки слабо выраженных использовались материалы дешифрирования В. С. Гильденблата, Т. Е. Гусевой, В. Я. Ероменко, Ю. М. Мальцева, И. М. Осташкина и др. На окончательную карту вынесено около 30% первоначально отдешифрированных линеаментов, а материалы полного дешифрирования использовались для составления карт густоты трещиноватости методами статистической обработки.

Сравнение линеаментов с картами разломов показывает, что определенная часть их соответствует разломам глубокого заложения, причем линеаменты, выраженные на снимках очень четко, соответствуют разломам на 60—80%, выраженные хорошо — на 30—40% и слабо выраженные — на 10—15%. В то же время далеко не все разломы, известные по геологическим и геофизическим материалам, находят отражение на мелкомасштабных космических снимках как линеаменты. Линеаментам соответствуют в основном разломы, испытавшие неотектоническую активизацию или разделяющие блоки, резко различные по литологическому составу.

Таким образом, линеаменты, четко выраженные на космических снимках, могут интерпретироваться как разломы и зоны разломов глубокого заложения, а слабо выраженные линеаменты — частично как разломы, частично как зоны линейных напряжений в земной коре, не сопровождающиеся разрывом и смещением слоев.

На карте линеаментов и кольцевых структур (см. рис. 94) выделены линеаменты, соответствующие краевым швам Сибирской платформы и сопредельных структур, крупнейшие линеаментные зоны, интерпретируемые как зоны глубинных трансрегиональных и региональных разломов.

Линеаменты, соответствующие краевым швам, дешифрируются на космических снимках особенно четко, причем на западе, севере и востоке вдоль границ Сибирской платформы прослеживается двойная система хорошо выраженных линеаментов. Сравнение с тектоническими картами показывает, что внутренняя система линеаментов соответствует разломам, ограничивающим древнюю Сибирскую платформу с архейско-раннепротерозойским кристаллическим фундаментом (кратон), а внешняя — отделяет зону краевых платформенных (перикратонных) структур, сформировавшихся на байкальском складчатом основании, от сопредельных регионов — Западно-Сибирской плиты, Таймырской и Верхоянской складчатых систем.

Вдоль западной границы платформы от Ангары до Подкаменной Тунгуски прослеживается краевой линеамент северо-западного простирания, четко выраженный на всех типах космических снимков, отделяющий слабонаклонные (до 1—2°) платформенные отложения от линейных складок Енисейского кряжа. На отрезке Подкаменная Тунгуска—Бахта он выражен хуже. В районе коленообразного изгиба Енисея линеамент поворачивает на север, где до р. Курейки отчетливо выражен на снимках в виде прямолинейной границы, разделяющей поля различного фотоизображения, и слабо виден на отрезке до оз. Лама. Затем он четко проявляется в виде глубоко врезанных прямолинейных отрезков речных долин северо-северо-восточного простирания в поле эффузивных траппов. Линеамент соответствует границе почти не дислоцированных (углы падения до 1°) и сравнительно маломощных платформенных отложений палеозоя—нижнего мезозоя и более дислоцированных (углы падения 5—25°) и мощных отложений того же возраста, развитых в пределах Турухано-Игарского краевого поднятия. Он хорошо выражен в физических полях и отвечает разломам, отделяющим Сибирскую платформу с дорифейским фундаментом от зоны байкальской складчатости.

Внешняя ветвь краевых линеаментов хорошо прослеживается в северо-западном направлении от устья р. Кан вдоль долины Енисея до пос. Ярцево и слабее выражена на отрезке Ярцево—истоки р. Таз. Далее до Игарки она протягивается в северном направлении в виде четко выраженного линеамента, разделяющего поля различного фотоизображения, затем — в виде системы сближенных линеаментов до устья р. Большая Хета и в северо-северо-западном направлении по правобережью Енисея до Енисейского залива. Данная система линеаментов почти полностью соответствует выделенной по геофизическим материалам Главной Приенисейской зоне разломов [Савинский и др., 1971], отделяющей краевые сооружения Енисейского кряжа, Турухано-Игарского крае-

вого поднятия и структуры Притаймырского краевого прогиба от Западно-Сибирской плиты.

Северная граница Сибирского кратона проводится по четко выраженному на мелкомасштабных космических снимках дугообразному линеаменту, который прослеживается вдоль северного фаса плато Путорана, разделяя поля резко различного фотоизображения. На среднемасштабных снимках он проявляется не как единая линия, а как зона сгущения коротких субпараллельных линеаментов и даек долеритов. Линеамент соответствует глубинному разлому, смещающему, по данным ГСЗ, поверхность фундамента, границу Конрада и, вероятно, поверхность Мохоровичича. Он отделяет древнюю платформу с дорифейским фундаментом от Енисейско-Хатангского мезозойского прогиба с байкальским складчатым основанием [Дашкевич и др., 1968]. В осадочном чехле он проявляется как сброс с опущенным северным крылом. Далее на северо-восток краевые линеаменты прослеживаются слабо.

Таймырская складчатая система и Притаймырский краевой прогиб разделяются линеаментом, четко выраженным на среднемасштабных космических снимках в виде зоны, отделяющей развитые на севере интенсивно дислоцированные образования от слабо дислоцированных, почти горизонтально залегающих отложений прогиба.

Восточной границе Сибирской платформы отвечают две субпараллельные системы линеаментов. Одна из них очень четко прослеживается вдоль подножия Верхоянского хребта, отделяя Верхоянскую складчатую систему от Приверхоянского краевого прогиба, и местами имеет надвиговый характер со смещением в западном направлении. Вторая хорошо дешифрируется по левобережью р. Лены. Она соответствует, по всей вероятности, системе разломов, отделяющих Приверхоянский краевой прогиб от внутрикратонных структур — Вилюйской синеклизы и Анабаро-Оленекской антеклизы.

Южные границы Сибирской платформы дешифрируются на мелкомасштабных космических снимках как четко выраженные линеаменты, разделяющие области различного фотоизображения, соответствующие известным разломам — Приморскому и Главному разлому Восточного Саяна [Савинский и др., 1971].

Трансрегиональная линеаментная зона под названием Березовско-Ванаварского линеамента (2) впервые выделена В. Я. Ероменко [Ероменко, Каттерфельд, 1978]. Она хорошо видна на самых мелкомасштабных снимках в виде полосовой фотоаномалии темного тона шириной 30—50 км и системы сближенных линеаментов. Протягиваясь на 3000 км, она пересекает байкалиды Патомского нагорья, Сибирскую платформу и Западно-Сибирскую плиту. Линеаментная зона практически не дешифрируется на среднемасштабных космических снимках и очень слабо отражается в физических полях в виде некоторого смещения магнитных аномалий, что может указывать на невыраженность или слабую выраженность ее в строении осадочного чехла и фундамента платформы и на относительно молодой послераннетриасовый возраст. Значительная протяженность и ширина зоны свидетельствуют о большой глубине ее заложения.

Региональные линеаментные зоны прослеживаются в пределах платформы на сотни и тысячи километров в меридиональном, широтном и северо-восточном направлениях.

Ангаро-Таймырская (8) и Анабаро-Вилюйская (10) линеаментные зоны субмеридионального простирания выражены на мелкомасштабных космических снимках в виде полосовых фотоаномалий темного тона, сопровождающихся системами линеаментов, разделяющих области различного фотоизображения. Они соответствуют глубинным разломам, разделяющим фундамент платформы на разновозрастные блоки [Булина, Спижарский, 1970]. Ангаро-Таймырская линеаментная зона в южной части на отрезке от оз. Ессей до р. Ангары смещена от выделяющейся по геофизическим материалам зоны Байкало-Таймырского разлома на 150—200 км к западу. Это объясняется, вероятно, тем, что на ранних этапах развития платформы — в архее и протерозое — активно проявлялась восточная ветвь зоны разломов, а после завершения формирования осадочного чехла активизировалась ее западная ветвь. В северной части от оз. Ессей до оз. Таймыр наблюдается полное пространственное совмещение космофотоаномалии и геофизических аномалий зоны разлома.

Хантайско-Куонамская (9) линеаментная зона прослеживается в субширотном направлении от оз. Хантайского через плато Путорана до верховьев Малой Куонамки. В пределах плато Путорана она выражена линеаментами, трассирующимися по спрямленным отрезкам гидросети, а от оз. Ессей до р. Малой Куонамки — широкой фотоаномалией темного тона, соответствующей впадине в рельефе. Линеаментная зона увязывается с разломами, смещающими поверхность фундамента [Гришин и др., 1970], и является южной границей Анабарского щита.

Ангаро-Вилюйская (11) линеаментная зона протягивается в северо-восточном направлении от большой излучины р. Ангары до нижнего течения р. Вилюя. На космических снимках она выражена широкой (до 150 км) системой субпараллельных линеаментов, сопровождающихся полосовыми фотоаномалиями того же направления. Она соответствует зоне разломов, ограничивающих с юго-востока поле развития пирокластических образований нижнего триаса. По данным А. А. Межвилка [1970], зона разлома имеет характер правого сдвига.

Ангаро-Норильская (7) линеаментная зона протягивается в северо-западном направлении от верхнего течения р. Ангары через бассейны Подкаменной Тунгуски, Нижней Тунгуски и Курейки до Енисейского залива. На отрезке Ангара—Подкаменная Тунгуска зона представлена одним хорошо выраженным линеаментом, далее на северо-запад — системой субпараллельных линеаментов. На значительном протяжении линеаментная зона является границей полей различного фотоизображения. В бассейне Подкаменной Тунгуски она отделяет туфы нижнего триаса, развитые к северо-востоку, от палеозойских терригенно-карбонатных отложений; на правобережье Нижней Тунгуски — лавы плато Путорана от развитых к юго-западу туфов. Ангаро-Норильская линеаментная зона сопровождается большим количеством вулканических аппаратов, интрузий долеритов и метаморфических пород. Непосредственно к разломам этой зоны приурочены медно-никелевые месторождения Норильско-Талнахского района.

Илимско-Айхальская (12) линеаментная зона северо-восточного направления в бассейнах рек Нижней Тунгуски, Вилюя и Мархи представлена хорошо выраженным линеаментом, разделяющим поля различного фотоизображения, далее на северо-восток от Айхала до Малой Куонамки — слабо выраженной полосовой фотоаномалией и нечеткими линеаментами. В физических полях и геологическом строении осадочного чехла линеаментная зона не выражена, но она пересекает алмазоносные районы Айхал и Удачный и может рассматриваться как разлом, контролирующий кимберлитовый магматизм.

Пясино-Хатангская (6) линеаментная зона северо-западного простирания на мелкомасштабных космических снимках выглядит как зона, разделяющая поля различного фотоизображения, аналогично Салехард-Хантайской зоне на севере Западно-Сибирской плиты. В физических полях она не выражена и соответствует разлому, заложившемуся, вероятно, в начале формирования Притаймырского краевого прогиба, т. е. в конце триаса—начале юры.

Глубина заложения линеаментов, показанная на прилагаемой карте, определялась по общегеологическим представлениям с учетом интерпретации геофизических материалов. К нижнекоровым и верхнемантийным отнесены краевые швы, трансрегиональные и крупнейшие региональные линеаментные зоны, имеющие большую ширину и протягивающиеся на многие сотни километров. К верхнекоровым отнесены линеаменты меньших размеров, выраженные в строении фундамента по геофизическим данным.

Сдвиговые и надвиговые смещения по линеаментам плохо дешифрируются на мелкомасштабных космических снимках. На карте показаны единичные случаи сдвигов, основанные на смещении линеаментами геологических структур или известные по литературным данным. Надвиги опознаются на среднемасштабных космических снимках по характерному рисунку фотоизображения в виде извилистых линий, отделяющих сильно дислоцированные породы от недислоцированных, что наблюдается на п-ове Таймыр, вдоль Верхоянского хребта, на западе Байкальского нагорья.

Возраст линеаментов можно определить весьма приблизительно по их взаимоотношению с геологическими структурами. Наиболее древними линеаментными зонами являются субмеридиональные Ангаро-Таймырская и Анабаро-Вилюйская, заложившиеся в архее—раннем протерозое в период формирования кристаллического фундамента. В позднем протерозое проявились разломы, отделившие архейско-раннепротерозойский кратон от краевых геосинклинальных систем (внутренняя ветвь краевых линеаментов). В конце позднего протерозоя — начале палеозоя в связи с началом формирования осадочного чехла обособилась широтная Хантайско-Куонамская зона, а в краевых частях платформы — внешняя ветвь краевых линеаментов, ограничивших замкнувшиеся байкалиды. С проявлением раннетриасового траппового магматизма увязываются Ангаро-Норильская и Ангаро-Вилюйская линеаментные зоны. Наиболее молодыми, заложившимися после раннего триаса, являются, вероятно, Березовско-Ванаварская и Пясино-Хатангская линеаментные зоны. Общим для всех линеаментных зон и хорошо выраженных линеаментов является их неотектоническая активизация в неоген-четвертичное время, благодаря чему они проявились в ландшафте и на космофотоизображениях.

Кольцевые структуры

Кольцевые структуры, дешифрирующиеся на космических снимках, — это кольцевые и круговые формы фотоизображения, связанные с концентрическим строением гидросети, рельефа или растительности и обусловленные в большинстве случаев влиянием глубинных магматических очагов (см. рис. 94).

Мелкие кольцевые структуры, диаметром 3—30 км, хорошо видны на среднемасштабных космических снимках. Они подчеркиваются дуговым и концентрическим расположением хребтов, ложбин и речных долин. Крупные и средние кольцевые структуры, диаметром 30—800 км, опознаются на мелкомасштабных снимках, они выражены круговыми аномалиями рисунка и тональности фотоизображения, сопровождающимися дуговыми и кольцевыми линиями, иногда системой концентрически расположенных линий. Надежность опознания кольцевых структур на космических снимках пока еще невелика из-за их слабой выраженности и влияния субъективного фактора при визуальном дешифрировании. Сопоставление схем дешифрирования разными авторами одной и той же площади показывает, что сходимость по крупным и средним кольцевым структурам обычно не превышает 20—30%, мелкие формы опознаются более уверенно.

В геологическом отношении кольцевые структуры изучены еще очень слабо. Из анализа топографических карт следует, что отдешифрированные кольцевые структуры в большинстве своем выражены в современном рельефе как положительные, реже как отрицательные формы. Это устанавливается по радиально-концентрическому рисунку гидросети с преобладанием центробежного типа над центростремительным. Крупные кольцевые структуры, как правило, не выражены в строении осадочного чехла; некоторым из них соответствуют поднятия или впадины в фундаменте, о чем свидетельствуют данные интерпретации геофизических материалов. С мелкими кольцевыми структурами связаны кольцевые дайки долеритов, вулканические аппараты, интрузии ультраосновных — щелочных пород, иногда пликативные дислокации типа куполов, реже мульд.

Обнаруживается тесная пространственная и, очевидно, генетическая связь мелких и средних структур с крупнейшими линеаментными зонами. Особенно показательным в этом отношении является сгущение их вдоль Ангаро-Норильской линеаментной зоны (7). В ее пределах к северу от р. Ангары расположена кольцевая структура диаметром 50 км, соответствующая показанному на геологических картах Чадобецкому поднятию, в ядре которого вскрываются верхнепротерозойские — нижнепалеозойские отложения, окруженные кольцевой дайкой долеритов, пермскими и триасовыми отложениями. Далее к северо-западу линеаментная зона сопровождается большим количеством кольцевых структур, соответствующих, вероятно, центрам вулканических извержений, на что указывают детали внутреннего строения, дешифрирующиеся на среднемасштабных космических снимках, и данные сопоставления с геологическими картами. Типичным элементом структур являются кольцевые или полукольцевые хребты на периферии, сложенные секущими интрузиями долеритов — корнями лавовых покровов. К центральным частям кольцевых структур, совпадающим с котловинами в рельефе, приурочены обычно жерловые фации крупнообломочных туфов. На продолжении той же линеаментной зоны в Норильско-Курейском районе распространен другой тип кольцевых структур, образующих в рельефе горные массивы округлой формы с высотными отметками, максимальными в центральных частях и понижающимися к периферии. Такие массивы сложены обычно сериями базальтовых покровов с отдельными пластовыми и секущими интрузиями долеритов. Обособление их в рельефе над окружающими лавовыми покровами произошло, вероятно, в связи с увеличением мощности покровов над подводящими каналами и с повышением прочности базальтов под влиянием теплового потока и метасоматических процессов, проявившихся над магматическими очагами.

На карте линеаментов и кольцевых структур (см. рис. 94) показаны отдельные крупные кольцевые структуры эндогенного происхождения и одна метеоритная.

Норильская кольцевая структура (16) диаметром 120 км выделяется на мелкомасштабных космических снимках благодаря слабо выраженному кольцевому контуру и своеобразному рисунку фотоизображения. В современном рельефе она представляет собой поднятие, а в осадочном чехле и фундаменте — впадину.

Путоранская кольцевая структура (17) диаметром 300 км дешифрируется как фотоаномалия округлой формы с весьма сложным фоторисунком, отражающим интенсивное эрозионное расчленение максимально воздымающейся в неотектонический этап части лавового плато Путорана. Концентрические ограничения ее видны фрагментарно в виде отрезков речных долин, ориентированных по периферии.

В пределах Анабарского щита и его обрамления почти на всех мелкомасштабных космических снимках выделяются четыре кольцевые структуры. Две из них, Котуйская (18) и Куонамская (21), диаметром по 180—200 км, очень близки между собой по характеру дешифрируемости, строению и, вероятно, возрасту. Они разбиты разломами, каждая на две части. Западные части их дешифрируются как фотоаномалии темного тона, соответствующие впадинам в рельефе, восточные — как фотоаномалии светлого тона, отвечающие поднятиям в рельефе. В центральной части Анабарского щита расположена Анабарская кольцевая структура (19) диаметром 230 км. На космических снимках она выглядит как фотоаномалия светлого тона и сложно расчлененного рисунка, связанного с интенсивным эрозионным врезом гидросети. На окружности Анабарской структуры в северо-восточной ее части расположена Попигайская кольцевая структура (20), дешифрирующаяся на мелкомасштабных снимках как фотоаномалия темного тона. На среднемасштабных снимках она утрачивает круговую форму и приобретает более сложную конфигурацию, что свидетельствует о существенной ее переработке экзогенными процессами. По представлениям В. Л. Масайтиса [Масайтис и др., 1975], структура имеет ударное происхождение в связи с падением в палеогене крупного метеорита. Имеется и другая точка зрения, обосновывающая вулканическую природу Попигайской котловины. Данные дешифрирования космических снимков не дают дополнительных сведений в пользу той или иной точки зрения, поэтому принимается более аргументированное, на наш взгляд, положение о метеоритной природе Попигайской кольцевой структуры.

Оленекская кольцевая структура (22) диаметром около 200 км дешифрируется как круговая фотоаномалия, разбитая линеаментами на блоки темного и светлого фототона. Она выражена как поднятие в фундаменте и осадочном чехле. На северо-востоке ее огибают дуговые линеаменты, согласные с направлением структур Верхоянской складчатой системы.

Нижнетунгусская кольцевая структура (23) диаметром 200 км хорошо проявилась на одном из летних снимков со спутника «Метеор-25» от 6 июля 1976 г. как фотоаномалия темного тона, окаймленная более темной кольцевой линией, и слабо видна на других снимках. Она выражена в современном рельефе как положительная морфоструктура, отличающаяся от окружающей площади более глубоким эрозионным врезом гидросети и относительно слабым развитием рыхлых четвертичных отложений.

Верхневилюйская полукольцевая структура (24) диаметром около 700 км отчетливо видна на самых мелкомасштабных космических снимках типа «Нимбус» как фотополе светлого тона и крупнопятнистого рисунка. Она представляет собой поднятие в рельефе и характеризуется обилием интрузий долеритов, секущих палеозойские—нижнетриасовые отложения. Полукольцевой контур можно рассматривать как древнюю границу Тунгусской синеклизы, ограничивавшую область развития трапповой формации.

О возрасте кольцевых структур можно судить по соотношению их со складчатыми структурами, характеру выполняющих отложений, степени сохранности и выраженности в современном рельефе. Наиболее древними являются, по всей вероятности, Котуйская, Куонамская и Оленекская кольцевые структуры. Простирания архейских складок не согласуются с ними, что указывает на послеархейский возраст кольцевых структур. Они проявлялись, вероятно, начиная с позднего протерозоя, так как есть сведения об аномальных мощностях отложений этого возраста в их пределах. О древнем возрасте свидетельствует также плохая сохранность кольцевых форм, нарушенность их разломами. Норильская, Верхневилюйская и Нижнетунгусская кольцевые структуры образовались, по всей вероятности, в раннетриасовую эпоху в связи с проявлением траппового магматизма. В это же время возникло большинство малых и средних кольцевых структур на площади Тунгусской синеклизы. В неотектонический этап активно проявились Путоранская и Анабарская структуры. К неотектоническим можно отнести также многие другие кольцевые структуры, выраженные в современном рельефе.

Имеющиеся материалы позволяют интерпретировать кольцевые структуры как формы отражения глубинных магматических очагов в ландшафте земной поверхности. Глубина очагов, очевидно, прямо пропорциональна размеру кольцевых структур. Можно предполагать, что очаги мелких кольцевых структур (размером до 30 км в диаметре) располагаются в пределах земной коры, средних и крупных — преимущественно в верхней мантии.

Механизм образования кольцевых структур можно представить следующим образом. В этапы тектонической активизации на разных уровнях верхней мантии и земной коры возникают очаги преобразования вещества. Повышение температуры, разуплот-

нение вещества и увеличение его объема должны оказывать механическое воздействие на вышележащие толщи. Возникающие сколовые напряжения приводят к образованию кольцевых и радиальных разломов, к сводовому поднятию и последующему проседанию кровли. Одновременно происходят подъем магматического расплава из крупных глубоких очагов, образование новых очагов меньших размеров, интрузивная, вулканическая деятельность и метаморфизм.

Различия в составе магматических пород зависят, вероятно, от глубины заложения очага, литологии вмещающих пород, а преобладание вулканических или интрузивных фаций — от глубины эрозионного среза. В глубоко эродированных кольцевых структурах преобладают плутонические комплексы, в слабо эродированных — вулканические, а в областях устойчивой аккумуляции распространены амагматические кольцевые структуры.

Таким образом, наиболее важная и достоверная информация, полученная при дешифрировании космических снимков, относится к разломам и кольцевым структурам — тектоническим элементам, определяющим закономерности распространения многих полезных ископаемых. С помощью космофотоматериалов можно более точно, чем по региональным геофизическим картам, документировать линии выхода на поверхность глубинных разломов, обнаруживать разломы, не проявившиеся в строении физических полей, но дешифрирующиеся на снимках как хорошо выраженные линеаменты и линеаментные зоны. По характеру выраженности линеаментов на космофотоизображении можно судить о некоторых особенностях строения разломов. Например, ширина и протяженность линеаментных зон косвенно указывают на глубину их заложения. Четкость проявления линеаментов зависит от степени неотектонической активизации разломов. Однако получить полное представление о значимости разломов, глубине заложения и кинематике можно только путем совместного анализа данных дешифрирования космических снимков, геофизических и геологических материалов.

Сравнение отдешифрированных линеаментов с опубликованными схемами тектонического районирования позволило уточнить положение границ Сибирской платформы. Оказалось, что краевым швам, положение которых достоверно определено по геофизическим и геологическим материалам, соответствуют наиболее четко выраженные на космических снимках линеаменты. Таким образом, выявились две системы краевых швов, одна из которых ограничивает древнюю Сибирскую платформу, вторая — краевые структуры, сформировавшиеся на байкальском складчатом основании.

Благодаря космическим снимкам установлено широкое развитие неизвестных ранее геологических объектов — кольцевых структур эндогенного происхождения, различающихся по размерам, геологическому строению, выраженности в рельефе. Обнаружено большое количество кольцевых структур малого и среднего размеров, соответствующих центрам проявления траппового магматизма.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА

При составлении карты линеаментов и кольцевых структур территории Западной Сибири использовались мелкомасштабные космические снимки со спутников серии «Метеор». Центральная и южная части региона обеспечены космическими снимками хорошего качества, полученными в зимнее время, с 10—15-кратным взаимным перекрытием. Северная безлесная часть, где зимние снимки не пригодны для работы, обеспечена двумя летними снимками хорошего качества, полученными со спутника «Метеор-25» в июле—августе 1976 г.

Западно-Сибирская плита хорошо изучена в отношении глубинного геологического строения. Наряду с аэромагнитными и гравиметрическими съемками здесь выполнены большие объемы сейсморазведки и глубокого бурения. Опубликованы многочисленные обобщающие работы по тектоническому районированию, закономерностям размещения нефти и газа и другим проблемам (В. С. Бочкарев, В. А. Дедеев, О. Г. Жеро, А. Э. Конторович, П. К. Куликов, В. П. Маркевич, Б. С. Погорелов, Л. Я. Проводников, Н. Н. Ростовцев, М. Я. Рудкевич, В. С. Сурков, Э. Э. Фотиади, Н. В. Шаблинская и многие другие).

Линеаменты и линеаментные зоны

В геологическом строении региона важную роль играют линеаментные зоны, протягивающиеся на многие сотни и тысячи километров и соответствующие, вероятно, зонам глубинных разломов.

В субширотном направлении Западно-Сибирская плита пересекается тремя линеаментными зонами: Салехард-Хантайской, Березовско-Ванаварской и Обской (см. рис. 94).

Салехард-Хантайская линеаментная зона (1) на космических снимках выглядит как полоса шириной 10—20 км, разделяющая области различного фотоизображения. Распространенный к югу от нее относительно простой рисунок к северу сменяется еще более простым. На зимних снимках северная область выглядит как ровное поле, лишенное какого-либо фоторисунка, что отвечает ландшафту безлесной тундры. В западной части от среднего течения р. Усы до устья р. Надым линеаментная зона подчеркивается системой сближенных линеаментов, далее на восток происходит ее раздвоение: в широтном направлении до г. Туруханска прослеживаются линеаменты в поле однородного фотоизображения, а на северо-восток, к устью р. Хантайки, отходит зона раздела фотополей.

Березовско-Ванаварская линеаментная зона (2) выражена на мелкомасштабных космических снимках в виде полосовой фотоаномалии шириной 20—50 км темного тона и сложного рисунка, сопровождающейся системой линеаментов того же направления, разделяющей области различного фотоизображения.

Обская линеаментная зона (3) представляет собой фотоаномалию белого тона шириной до 30 км, соответствующую долине р. Оби и системе линеаментов, прослеживающихся вдоль ее бортов.

Все упомянутые выше линеаментные зоны субширотного простирания разделяют области различного фотоизображения. Распространенный к югу от Обской линеаментной зоны сложный, прихотливый фоторисунок, отражающий интенсивное эрозионное расчленение поверхности, сменяется к северу от нее более простым пятнисто-полосчатым, соответствующим ландшафту флювиогляциальной равнины, изрезанной многочисленными речными долинами. К северу от Березовско-Ванаварской линеаментной зоны наблюдается дальнейшее упрощение фоторисунка до слабо выраженного полосчато-пятнистого и совершенно гладкого к северу от Салехард-Игарской зоны, что связано с ослаблением эрозионной деятельности и преобладанием аккумуляции осадков в неоген-четвертичное время.

Линеаментные зоны субширотного простирания не выражены в строении фундамента, они соответствуют сравнительно молодым разломам, развивавшимся одновременно с формированием юрско-мелового осадочного чехла. Эти зоны разделяют Западно-Сибирскую плиту на четыре блока, ступенями погружающиеся с юга на север, что фиксируется в мощностях осадочного чехла, составляющих 3—4 км к югу от Обской линеаментной зоны и достигающих 12 км к северу от Салехард-Хантайской [Рудкевич, Смирнов, 1977]. В кайнозое субширотные зоны разломов ограничивали блоки различного характера неотектонических движений, более дифференцированных на юге и менее дифференцированных, преимущественно нисходящих на севере. Березовско-Ванаварская линеаментная зона в период максимального оледенения являлась барьером, ограничивавшим продвижение сплошного льда в южном направлении.

Пурско-Гыданская линеаментная зона (4) субмеридионального направления выражена на космических снимках в виде полосовой фотоаномалии темного тона шириной 30—50 км, прослеживающейся по правобережью р. Пур, и в виде отдельных линеаментов к северу и югу от Пурского отрезка. Линеаментная зона является отражением в ландшафте дислокаций Уренгойско-Колтогорского грабен-рифта, выделяемого в фундаменте Западно-Сибирской плиты многими исследователями [Сурков, Жеро, 1977].

Омско-Игарская линеаментная зона (5) прослеживается от г. Омска в северо-восточном направлении до г. Игарки и далее за пределы Западно-Сибирской плиты через г. Норильск до оз. Таймыр. Юго-западный ее отрезок до р. Вах проявляется на снимках как хорошо выраженный линеамент, отвечающий южной ветви Уренгойско-Колтогорского грабен-рифта. Далее на северо-восток до г. Игарки линеаментная зона проявляется как темная полосовая фотоаномалия, сочетающаяся с системой линеаментов того же направления. На имеющихся тектонических картах она не показана.

Линеаментные зоны северо-восточного и северо-западного простираний, меньших размеров, чем описанные выше, проявляются на Гыданском полуострове в виде фотоаномалий темного тона шириной 20—30 км и протяженностью 300—400 км каждая. Они также не показаны на известных тектонических картах.

На территории Западной Сибири дешифрируется значительное количество линеаментов преимущественно диагональных направлений. Часть из них, соответствующая разломам фундамента, показана на прилагаемой карте линеаментов и кольцевых структур (см. рис. 94) как линеаменты верхнекорового заложения.

По возрасту линеаментные зоны и линеаменты Западно-Сибирской плиты разделяются на две группы: древние, заложившиеся в период формирования палеозойского фундамента, и молодые, образовавшиеся в период накопления юрско-мелового осадочного чехла. К первой группе относятся Пурско-Гыданская линеаментная зона и многие линеаменты северо-западного и северо-восточного простираний южной и центральной частей плиты, ко второй — линеаментные зоны субширотного простирания — Салехард-Хантайская, Березовско-Ванаварская, Обская — и, возможно, линеаментные зоны Гыданского полуострова. Большинство рассматриваемых структур испытало неотектоническую активизацию в неоген-четвертичное время.

Кольцевые структуры

В пределах Западной Сибири дешифрируется значительное количество кольцевых структур размером 20—600 км в диаметре. На мелкомасштабных космических снимках они выражены как фотоаномалии округлой формы, темного, реже светлого тона, обычно более прихотливого рисунка, чем окружающий фон, подчеркнутые радиально-концентрическим рисунком гидросети. Большинство их проявлено в современном рельефе как положительные морфоструктуры, часть — как отрицательные, некоторые вообще не выражены.

Надымская кольцевая структура (13) диаметром 250 км, расположенная в междуречье Надыма и Пура, дешифрируется благодаря системе дуговых и радиальных линий, образованных долинами рек. Реки текут от центра к периферии, что характерно для неотектонических поднятий.

Нижневартовская кольцевая структура (14) диаметром 220 км выглядит на снимках как темная фотоаномалия, окаймленная светлой дугообразной полосой и рассеченная белой фотоаномалией Обской линеаментной зоны. Господствующее направление течения рек от периферии к центру структуры указывает на преобладание нисходящих движений в неотектонический этап. Лишь северная часть ее, осложненная небольшой кольцевой структурой, развивалась как поднятие.

Обь-Енисейская полукольцевая структура (15) диаметром 600 км хорошо выделяется почти на всех космических снимках как система дуговых фотоаномалий светлого и темного тонов. Она осложнена большим количеством кольцевых структур малого и среднего размеров (диаметр 20—100 км), разбита многочисленными линеаментами на вытянутые блоки, резко различающиеся фототоном. В современном рельефе она выражена как положительная морфоструктура с амплитудой до 100 м, что подчеркивается речной сетью, имеющей направление от ее центра к периферии. В доюрском фундаменте ей соответствует впадина [Рудкевич, Смирнов, 1977]. Восточная и северная части этой кольцевой структуры затушеваны в связи с более молодыми подвижками по Березовско-Ванаварской и Енисейской линеаментным зонам.

Глубинное строение кольцевых структур еще не выяснено. Предполагается, что они обусловлены возникновением и развитием магматических очагов на разных уровнях верхней мантии и земной коры (см. раздел «Сибирская платформа»). По возрасту это, вероятно, долгоживущие геологические объекты, заложившиеся в разные этапы тектонической активизации региона и продолжающие развиваться вплоть до современной эпохи, на что указывает выраженность большинства кольцевых структур в современном рельефе.

Глава 19

ЛИНЕАМЕНТЫ САЯНО-ТУВИНСКОЙ ОБЛАСТИ

Под Саяно-Тувинским регионом понимается достаточно четко индивидуализированный на мелкомасштабных космических изображениях участок земной коры, ограниченный на большей части своего периметра крупными долгоживущими швами, как правило, активно проявленными в новейшей морфоструктуре и исключительно хорошо выраженными в топографии и на космических снимках в виде протяженных уступов и региональных рвов (борозд). Такими швами-ограничителями региона являются Главный Саянский, затем Кандатский, подставляющий его Саяно-Минусинский, Чокракский, Курайский и Северо-Хангайский («1905 года») глубинные разломы, разграничивающие районы с существенно различным характером тектонического и, как правило, неотектонического развития и обычно с различным рисунком дешифрируемой на космических снимках лине-

аментной сети.[1] Наименее четким на космических снимках является юго-восточное ограничение региона. В качестве такового нами приняты слабоактивный в новейшее время Селенгинский линеамент, непосредственно продолжающий Северо-Хангайский к восток-северо-востоку, и серия кососекущих по отношению к палеозойской структуре региона северо-восточных швов, сопрягающихся в низовьях р. Селенги с субширотными разрывами южного окаймления Южно-Байкальской впадины.

Рассматриваемый регион представляет собой крупный геоблок, хорошо выраженный на всех обзорных геологических картах и большинстве тектонических схем. На схеме В. Е. Хаина [1979] выделяемому Саяно-Тувинскому геоблоку соответствуют Тувино-Монгольский срединный массив (вместе с наложенными на него структурами салаирид) и Западно-Саянский (точнее, Саяно-Чулышманский) сегмент Алтае-Западно-Саянской системы каледонид, а также крупные части северомонгольских салаирид, окаймляющие Тувино-Монгольский массив с юго-востока. Объединение этих разнородных геотектонических элементов в единую площадную структуру (геоблок), очевидно, связано с постгеосинклинальным этапом развития региона и может достаточно условно датироваться средним—поздним палеозоем, как это уже предполагалось ультрамобилистской интерпретацией О. Г. Жеро [Сурков и др., 1973]. В то же время конфигурация геоблока может отвечать достаточно обособленной структурной единице фундамента, «просвечивающего» сквозь поверхностные разновозрастные геоструктуры. В ландшафтно-орографическом отношении бóльшая часть региона представляет собой среднегорье, участками переходящее в высокогорье; юго-восточная окраина региона, скорее всего, может рассматриваться в качестве относительно высоко поднятого низкогорья.

По космическим снимкам в пределах региона может быть выделено несколько крупных сводово-глыбовых поднятий и сопряженных с ними депрессионных структур (участков новейшего относительного, а зачастую и абсолютного прогибания). Некоторые из них в основном совпадают с определенными тектоническими единицами, сформировавшимися в близких к современным очертаниях в эпохи отмирания геосинклинального режима, складчатости и синхронного этим процессам гранитообразования. Другие морфоструктуры отвечают более молодым по времени заложения (вплоть до новейших) геоструктурным единицам, возникавшим на этапах активизации и существенной структурной перестройки региона. Не останавливаясь на сколько-нибудь детальной характеристике новейшей структуры региона, отметим только одну ее особенность, достаточно наглядно выраженную на космических снимках. Бóльшая часть западной половины региона (примерно между 90 и 96° в. д.) входит в состав субмеридиональной депрессионной зоны, образованной крупными пологими впадинами, разделенными линейными субширотными хребтами. Западнее этой зоны намечается близмеридиональная зона относительных поднятий, образованная хребтами Монгольского и Прителецкого Алтая и Шапшала, восточнее — другая зона поднятий, в новейшей структуре которой существенную роль играют нелинейные, нечетко очерченные вздутия и глубокие впадины западного фланга Байкальской рифтовой системы.

Предлагаемая карта линеаментов и линейных дуговых структур Саяно-Тувинского региона (рис. 95, см. вкл.) составлена путем дешифрирования космических снимков со спутников «Метеор-29» и «Метеор-30» (среднее разрешение) масштаба около 1 : 2 500 000, полученых в 1979—1980 гг.

Всего использовано девять космических снимков, частично перекрывающих друг друга так, что для большей части отдешифрированной территории достигалось перекрытие не менее чем тремя свободными от облачного покрова снимками. Показанная на карте территория охватывает весь Саяно-Тувинский регион (геоблок), а также его северо-восточное, северное и западное обрамление. Результаты дешифрирования снимков среднего разрешения сопоставлялись с данными проведенного ранее дешифрирования космических снимков малого разрешения, полученных со спутников «Метеор-25» и «Метеор-28» (масштаб около 1 : 10 000 000), что в ряде случаев способствовало выбору оптимального варианта генерализации видимой на снимках среднего разрешения картины. Отдешифрированные линеаменты и другие структуры переносились на топооснову масштаба 1 : 1 000 000 и затем масштаба 1 : 2 500 000, что обеспечило достаточно

[1] Следует отметить, что возможен и другой вариант проведения юго-западной границы региона — от южной части Телецкого озера по юго-западному склону Шапшальского хребта на Каргинский грабен. Проведенный таким образом линеамент является северо-западным продолжением Северо-Хангайского шва. В рельефе и новейшей морфоструктуре он выражен существенно резче Чокракской дуги и поэтому может рассматриваться в качестве новейшей (плиоцен-четвертичной) границы региона, не совпадающей с его более древним структурным ограничением.

высокую точность опознания и переноса видимых на снимках структурных элементов (для большинства линейных элементов точность их местоположения на составленной нами карте масштаба 1 : 2 500 000 превышает 5 км, а для достаточно четких элементов — 2,5 км). Результаты дешифрирования сопоставлялись с геологическими картами мелких и средних масштабов, с картой аномального магнитного поля масштаба 1 : 2 500 000 и со схемами, опубликованными в работах по тектонике, неотектонике, сейсмологии и региональной геологии отдешифрированной территории и ее частей.

Под линеаментом нами в соответствии с широко распространенным представлением понимаются видимые (или непосредственно генерализуемые) на снимке линии и узкие полосы, отвечающие прямолинейным, слабоволнистым или полого-дугообразным элементам ландшафта и интерпретируемые в качестве разрывных нарушений (в том числе скрытых или глубинных), зон повышенной раздробленности, проницаемости, повышенной концентрации напряжений, а также линейных границ вещественных комплексов или разнородных по структурной (морфоструктурной) характеристике полей [Стовас, 1963; Деннис, 1971; Толковый..., 1978; Dence et al., 1977]. Применение термина «линеамент», очевидно, следует ограничивать элементами ландшафта и фотоизображения, достаточно близкими по форме к прямым линиям или к дугам довольно большого радиуса кривизны. В то же время опыт дешифрирования показывает, что между линеаментами и линейными криволинейными (дуговыми) структурами не существует никакого принципиального антагонизма ни по характеру их выраженности на фотоизображении и в ландшафте, ни по их роли в общей структуре региона, — на снимках можно наблюдать все возможные и зачастую вполне закономерные переходы линеаментов в дугообразные и полукольцевые структуры. Поэтому мы рассматриваем всю совокупность видимых на снимках прямо- и криволинейных (вплоть до кольцевых) элементов как единое целое, поддающееся совместной классификации по признакам ландшафтной (и фотогенической) выраженности, геологической значимости, по степени соответствия разнохарактерным линеаментным структурам, выявленным иными геолого-геофизическими методами, и т. п. Для обозначения всех криволинейных элементов мы применяем термин «линейная дуговая структура» и включаем их в общую сеть линеаментных структур.

При дешифрировании космических снимков широко распространен подход, направленный на выявление таких единиц, как «кольцевая (круговая) структура», «блок», «сводовое поднятие», «сквозная трансструктурная зона». Все эти элементы являются площадными, а ограничения их большей частью условны. Вполне естественным является и подход, направленный на выявление основных прямолинейных структурных (зачастую трансструктурных) линий глубинного заложения, образующих в совокупности каркасную решетку глубинных, нередко блокоразделяющих дислокаций, или регматическую сеть региона. При этом также неизбежны и оправданны сильное загрубление и генерализация видимой на снимках совокупности линейных элементов, изображение серий кулисно подставляющих друг друга линеаментов в виде единых зон, аппроксимация укладывающихся на одно направление фрагментов криволинейных структур единой линией и т. п. Примером комбинации указанных подходов для Алтае-Саянской горной области являются работы В. Я. Ероменко [1977] и Я. М. Грицюка [1979].

Принятый нами стиль дешифрирования наиболее близок к тому обычному подходу, который применяется при дешифрировании аэрофотоснимков и при котором объектом опознавания являются такие геологически значимые элементы, как разрыв (в том числе зоны трещиноватости, повышенной раздробленности или повышенной дислоцированности) или контакт. Естественно, не все прямолинейные и дуговые элементы оказываются разрывами (даже в указанном расширенном понимании термина) или контактами, и при интерпретации всей совокупности отдешифрированных линейных элементов приходится привлекать понятийный арсенал и двух других упомянутых выше подходов. Важно, однако, подчеркнуть, что интерпретация в качестве разрывов или контактов в наибольшей степени оправдывается для наиболее четких и выдержанных линеаментов и дуговых структур.

Показанные на карте (см. рис. 95) линеаменты и дуговые (в том числе кольцевые) линейные структуры отвечают, как указано выше, уровню генерализации, достигаемому снимками со спутников серии «Метеор» (среднее разрешение), и могут быть выделены на этих снимках в виде непрерывных или прерывистых линий, узких полос и зон. Все эти линейные элементы независимо от степени их кривизны классифицируются на карте по двум группам признаков: а) по степени четкости и непрерывности на фотоизображении и б) по степени их проявленности в современном рельефе и современной морфоструктуре. По первой совокупности признаков линеаменты и линейные дуговые струк-

туры разделены на три группы, к первой из которых в типичном виде относятся узкие, четкие и почти непрерывные структуры, а к третьей — достаточно широкие и (или) расплывчатые линейные ландшафтно-геоморфологические аномалии, выраженные невыдержанными мелкими линеаментами, зонами сгущения тех или иных геоморфологических элементов (изгибов долин, седловин и т. п.), полосами аномального фототона или нечеткой (хотя и достаточно плавной в плане) границей различающихся по фототону, высотному положению или характеру эрозионного расчленения участков. Ширина подобных зон может достигать 7—10 км, а уровень их генерализации нередко находится на пределе разрешающего интервала использованных снимков. Линеаменты и линейные дуговые структуры второй группы занимают промежуточное положение между элементами первой и третьей групп, и все три классификационные группы, естественно, не имеют между собой резких границ.

Из всей совокупности линеаментов и дуговых структур жирными линиями выделены на карте линеаменты и линейные дуговые структуры, активно проявленные в рельефе и морфоструктуре в виде резких перегибов склонов, достаточно узких и глубоких речных долин (или серий продолжающих друг друга участков речных долин), прямолинейных и дугообразных границ молодых рыхлых образований и т. д. Критерии выделения активно проявленных линеаментов и линейных дуговых структур, естественно, несколько различны для средне-высокогорной, низкогорной и почти равнинной (во впадинах) частей региона. Отдельными знаками показаны наиболее активно выраженные в рельефе и морфоструктуре линеаменты и линейные дуговые структуры, которые разделены на две группы: а) проявленные в виде резких уступов и б) проявленные в виде резких, достаточно глубоких и обычно почти прямолинейных борозд. Линеаменты первой из этих групп представляют собой достаточно амплитудные новейшие сбросы и взбросы; для структур второй группы, как правило, есть основания предполагать бо́льшую или меньшую новейшую сдвиговую компоненту или, по крайней мере, связывать их новейшую активизацию с соответствующей ориентацией скалывающих усилий.

Следует добавить, что значительная часть линеаментов и линейных дуговых структур, не показанных на карте в качестве активизированных, также, несомненно, испытала некоторое тектоническое подновление в новейшее время, просто интенсивность новейшей активизации для них была существенно меньшей, чем для структур, выделенных на карте жирными линиями. Вообще граница между активизированными и неактивизированными линеаментами (и линейными дуговыми структурами) неизбежно является весьма условной.

Предварительное качественное сопоставление отдешифрированных линеаментов и линейных дуговых структур с указанными выше геологическими и геофизическими материалами показывает, что значительная часть отдешифрированных структур полностью, частично (отдельными фрагментами) или приближенно совпадает с откартированными обычными геологическими методами разломами, разрывными зонами, а также с горизонтальными и вертикальными флексурами, зонами трещиноватости и повышенной раздробленности и проницаемости. Сказанное в первую очередь относится к крупным линеаментным зонам, ограничивающим Саяно-Тувинский геоблок или отдельные его крупные части, а также к линеаментам, линейным дуговым структурам и их зонам, оконтуривающим основные морфоструктуры новейшего этапа. Многие другие линеаменты и линейные дуговые структуры, не сопоставимые с отраженными на геологических картах поверхностными структурами, вполне удовлетворительно совпадают с градиентными зонами и другими линейными элементами геофизических полей, отражая тем самым глубинные структуры типа скрытых расколов фундамента (при этом требования к степени площадного соответствия отдешифрированной и «геофизической» структур, естественно, автоматически снижаются). В ряде случаев геолого-геофизическая интерпретация, неосуществимая для отдельных отдешифрированных элементов, достигается для более крупных линеаментных зон, легко воссоздаваемых по составленной карте, или же для разделяющих эти зоны участков (блоков).

Наконец, широко распространен случай, когда те или другие линеаменты, линейные дуговые структуры и их серии не находят геологического и (или) геофизического эквивалента даже при использовании достаточно крупномасштабных карт. Однако положение этих элементов по отношению к более крупным и геологически значимым структурам достаточно закономерно. В этом случае указанные неинтерпретируемые линеаменты и их серии обычно можно рассматривать как малоамплитудные или вообще безамплитудные (и не отраженные поэтому на геологических картах) трещинные структуры и ослаб-

ленные зоны, возникновение которых связано с трансформациями регионального поля напряжений в зонах влияния более крупных и «геологически значимых» разрывных структур и с более локальными полями напряжений, создаваемыми в процессе развития поднятий, прогибов, блоков и других площадных структурных единиц. Подобные «неамплитудные» нарушения, вероятно, весьма многочисленны. Их поверхностным выражением могут являться зоны сгущения трещин, изгибы топографической поверхности, зоны повышенной обводненности, речные долины и т. д. Комбинация этих нарушений с «геологически значимыми» линейными структурами создает наблюдаемый на снимках линеаментный узор, отражающий в своей совокупности суммарную реакцию верхней части коры на воздействие разномасштабных, разнородных и разновременных полей напряжений.

Следует оговориться, что даже в случае достаточно хорошего соответствия с откартированным геологическими методами швом отдешифрированный линеамент редко совпадает с ним во всех своих деталях. Дешифрируя космические снимки со спутников серии «Метеор», мы выделяем в качестве линеаментов в основном такие элементы ландшафта, как спрямленные речные долины, комбинации их фрагментов, уступы и их комбинации с долинами и т. п. Вполне естественно, что новейшая активизация или эрозионная разработка какой-либо разрывной зоны не обязательно происходит по плоскости основного шва, а участками приурочивается к оперяющим и сопутствующим нарушениям (в том числе и к «неамплитудным»). Однако подобное различие в рисовке тех или иных зон по данным геологического картирования и по данным дешифрирования космических снимков само по себе может являться достаточно информативным, свидетельствуя, например, о некоторой перестройке структурообразующего поля напряжений во времени или о положении неулавливаемых геологической съемкой оперений или фрагментов известных разрывных структур. В связи с этим структурный узор, полученный в результате дешифрирования космических снимков, является ценным дополнением к структурным рисункам геологических и геофизических карт и может служить хорошей основой для более качественной интерпретации геолого-геофизических материалов, направленной на совершенствование региональных историко-кинематических, структурно-металлогенических, тектоно-физических и других построений.

Нетрудно заметить, что разные части региона различаются по относительному распространению и рисунку линеаментов и линеаментных зон тех или иных направлений, а также по степени соответствия их поверхностной геологической структуре. Кроме того, видно, что в пределах Саяно-Тувинского геоблока с той или иной степенью условности выделяются разнопорядковые зоны сближенных, нередко кулисно подставляющих, ветвящихся и изогнутых линеаментов, разделяющие участки (блоки) с более равномерным распределением, как правило, прямолинейных линеаментов нескольких (четырех—шести) направлений. Элементарные геологические аналогии показывают, что линеаментные рисунки первого типа (т. е. субпараллельные, перистые или линзовидные) соответствуют относительно подвижным зонам, в формировании которых существенную роль играли дислокации взбросового и сдвигового характера. Рисунки второго типа (решетчатые), очевидно, отвечают относительно более жестким и стабильным блокам, разделяющим подвижные зоны.[1] Попытаемся очень схематично охарактеризовать некоторые закономерности изменения линеаментной сети в пределах Саяно-Тувинского региона (геоблока).

Северным ограничением Саяно-Тувинского геоблока является Телецко-Кандатская линеаментная зона, соответствующая фрагментам Кандатского, Борусского, Джебашского, Северо-Саянского и Саяно-Минусинского региональных разломов. Восточная часть зоны существовала, по данным Л М. Парфенова [1967] и ряда других исследователей, уже в протерозое и развивалась в девоне как правый сдвиг. В западной части эта линеаментная зона испытывает изгиб и ветвление в юго-западном направлении, структурный рисунок которого в сочетании с данными о преобладающем падении основных оперяющих швов позволяет предполагать и для этой части зоны правосдвиговое среднепалеозойское смещение, подтверждаемое данными Н. Н. Хераскова [1977] и др. При этом формирование постгеосинклинальной (в частности, линеаментной) структуры Джойско-Джебашской сдвиговой зоны связано с ее положением в секторе сжатия

---

[1] Следует отметить, что подобное разделение является достаточно условным, поскольку, во-первых, относительно жесткий блок некоторого ранга может пересекаться подвижной зоной более высокого ранга и, во-вторых, жестким блокам новейшего этапа могут соответствовать более древние подвижные зоны и наоборот.

Телецко-Кандатского сдвига. Тоджинская впадина, существовавшая со среднего палеозоя, напротив, отвечает сектору растяжения.

Линзовидный, определяемый волнистыми линеаментами восток-северо-восточного направления рисунок линеаментной сети в целом сохраняется и в пределах расположенного южнее Западно-Саянского поднятия, в структуре которого заметную роль играют прямолинейные диагональные линеаменты запад-северо-западного направления, относящиеся здесь большей частью к категории скрытых нарушений. В западной части поднятия относительная роль этих линеаментов возрастает. Линеаменты восток-северо-восточного — северо-восточного направления представлены здесь относительно короткими отрезками, «зажатыми» между протяженными зонами северо-западного — запад-северо-западного простирания, а также единичными прямолинейными трансструктурными швами, уходящими на юго-запад в пределы Горного Алтая. В результате линеаментная сеть приобретает здесь решетчатый характер, что хорошо соответствует имеющимся данным об относительной жесткости и ранней консолидации этой части Шапшало-Саянских каледонид и с широким развитием здесь палеозойских гранитоидов. В еще большей степени все сказанное относится к территории Курайско-Чулышманского нагорья, структура которого определяется широким распространением блоков древней (докембрийской) консолидации.

Чокракский линеамент, ограничивающий геоблок с запада, трактуется как палеозойский глубинный взброс [Сурков и др., 1973]. На юге и севере этот линеамент плавно сопрягается с Телецко-Кандатской зоной и Курайским глубинным швом. Для второго из указанных сочленений П. М. Бондаренко [1976] установил правосдвиговые палеозойские и мезозойско-кайнозойские смещения по обеим составляющим его разрывным зонам, сочетающиеся с общим надвиганием окраины Саяно-Тувинского геоблока к юго-западу. Для ограничивающей геоблок с юга Хангайской линеаментной зоны, напротив, установлены [Матросов, 1976] палеозойские и более молодые левосдвиговые смещения. Очевидно, западная часть Саяно-Тувинского геоблока должна была при этом испытывать субширотно ориентированное сжатие, суммировавшееся с субмеридиональными сжимающими напряжениями мегарегионального уровня. Относительно поздним следствием этого субширотного сжатия можно считать общий дугообразный, выпуклый к северу изгиб основных продольных линеаментов хребта Танну-Ола и некоторые особенности морфоструктуры этой части региона.

Переход от западной части региона к восточной намечается восточным ограничением таких морфоструктур, как Минусинская, Центрально-Тувинская и Убсунурская впадины и Западно-Саянское поднятие, и сопровождается заметным усложнением линеаментной сети. При этом для северо-восточной части Саяно-Тувинского геоблока характерно преобладание северо-западных и запад-северо-западных и близких к широтным линеаментов, образующих здесь зачастую характерную ромбическую решетку. Крупнейшим из северо-западных линеаментов является ограничивающий геоблок Главный Саянский шов. Ветвление этого разлома определяет основные черты структуры и морфоструктуры Восточно-Саянского поднятия за пределами Саяно-Тувинского геоблока и прилегающих частей Сибирской платформы. Заложение шва произошло в глубоком докембрии [Замараев и др., 1975]. Опубликованные данные по его морфологии и палеокинематике крайне неоднозначны. Многие субпараллельные шву линеаменты и их зоны играют в структуре этой части региона роль диагональных сколов сдвигового характера. К северу от Кандатского ограничения геоблока те же линеаменты нередко приобретают характер продольных структуроопределяющих швов. Особо следует отметить крупную зону, маркируемую Обручевским новейшим поднятием. Структурный рисунок северо-западной (таскыльской) его части указывает на правосдвиговый характер новейших, а возможно, и более древних деформаций и на некоторую, вероятно не очень значительную, переработку ими юго-восточной части Западно-Саянского эпикаледонского поднятия.

Заложение крупнейших близширотных линеаментов северо-восточной части Саяно-Тувинского геоблока датируется протерозоем [Парфенов, 1967; Замараев и др., 1975]. Оформление их в виде достаточно четких, обычно падающих к югу и нередко выпуклых к северу швов связано, по-видимому, с раннекаледонской орогенией. Для ряда субширотных линеаментов, приуроченных к полосе между 51,5 и 52,5° с. ш., в том числе и для крупнейшей Тункино-Билинской зоны, установлены или предполагаются новейшие левосдвиговые смещения [Гроссвальд, 1965; Шерман и др., 1979; Ilyin, 1980].

Для территории Билино-Дархатского, восточной части Сангиленского поднятий и прилегающих участков характерен типично решетчатый облик линеаментной сети, свидетельствующий о том, что эта часть Тувино-Монгольского массива является сравни-

тельно наиболее жесткой и устойчивой по отношению к внешним тангенциальным воздействиям. В структуре этой части региона исключительно важную роль играют близмеридиональные (от северо-северо-западных до северо-северо-восточных) линеаментные зоны, определяющие положение новейших и позднерифейско-палеозойских депрессий, а также многих интрузивных тел.

Линеаментная структура юго-восточной окраины Саяно-Тувинского геоблока определяется в первую очередь нарушениями восток-северо-восточного и субширотного направлений, протягивающимися сюда из Забайкалья и сопрягающимися в полосе примерно между 103 и 104° в. д. с линеаментами запад-северо-западного простирания. Субширотные и восток-северо-восточные линеаменты ограничивают мезозойско-кайнозойские впадины и являются, как правило, сбросами, нередко, по-видимому, со сдвиговой компонентой. Юго-восточная окраина геоблока находится, таким образом, в состоянии не связанного со сводовым воздыманием растяжения, которое ориентировано в северо-запад — юго-восточном направлении, что подтверждается и имеющимися решениями механизмов очагов землетрясений [Сейсмотектоника..., 1968]. Серия диагональных по отношению к палеозойской структуре северо-восточных линеаментов, оконтуривающих Саяно-Тувинский геоблок с юго-востока, намечает положение крупной линеаментной зоны, трассирующейся на устье р. Баргузин и далее по юго-восточному борту Северо-Байкальской впадины.

Линеаментная структура Саяно-Тувинского геоблока и его обрамления отражает суммарное воздействие разнохарактерных и разновременных полей напряжений. Достаточно упорядоченный характер линеаментной сети, вероятно, свидетельствует о достаточной устойчивости мегарегиональной первопричины, обусловившей возникновение и обновление линеаментной сети. В качестве такой первопричины, по-видимому, могут рассматриваться только глобальные, ротационные по своей сути процессы в литосфере, вызванные, по мнению Г. Н. Каттерфельда [1962], изменением полярного сжатия земного сфероида и скручиванием его приполярных сегментов относительно приэкваториальных, а также, возможно, изменением положения оси вращения относительно твердой оболочки Земли и соответствующими перестройками структуры ее поверхности. Указанные процессы создали основной регматический каркас региона, предопределивший положение основных структурно-вещественных георазделов литосферы, таких как границы Сибирской платформы или Тувино-Монгольского массива. Последующие тектонические и тектоно-магматические процессы, проявившиеся в связи с ротационными факторами и на их фоне, привели к многократному усложнению и существенной перестройке гипотетической «первичой» линеаментной сети. Во многих случаях можно противопоставить друг другу протяженные прямолинейные линеаментные зоны, отражающие «первичные» регматические структуры, и полого-дугообразные или сложные по конфигурации линеаменты и их сочетания, свидетельствующие о возможной деформации глубинных, простых по морфологии сколов в поверхностных горизонтах коры и о возможном «отрыве» приповерхностных разрывных структур от глубинных «корней».

Общий характер линеаментного узора Саяно-Тувинского геоблока и имеющиеся данные о падениях основных разломов и смещениях по ним позволяют в первом приближении связывать формирование линеаментной сети геоблока с субмеридионально (временами, может быть, с северо-востока на юго-запад) ориентированным мегарегиональным сжатием, приводившим к сокращению размеров геоблока в меридиональном направлении и к некоторому перемещению масс с востока на запад. Поскольку такого рода деформация геоблока реализовалась вдоль множества нарушений со сдвиговой компонентой смещений, она может рассматриваться как квазипластичная; распределение напряжений внутри геоблока при этом должно быть весьма сложным и не может описываться посредством простейших моделей одноосного сжатия. Палеокинематическая и структурно-геологическая интерпретация отраженной на карте линеаментной сети предполагает создание серии интерпретационных схем, каждая из которых вычленяла бы из общей совокупности линеаментов и линейных дуговых структур элементы, сопоставимые с тектоническими структурами и магматическими телами какого-либо одного из постгеосинклинальных этапов развития региона (например, позднего палеозоя, девона и т. д.).[1] Однако даже самый предварительный анализ показывает, что заложение значительной части крупных линеаментных зон следует датировать докембрием и что периодами мас-

[1] Попытка такого рода интерпретации была предпринята автором для выяснения морфоструктурных закономерностей локализации кайнозойских базальтов восточной части региона [Гоникберг, 1980].

сового формирования линеаментов на уровне современного эрозионного среза какой-либо части региона являлись эпохи отмирания геосинклинального режима, объединения претерпевших складчатость и гранитизацию бывших геосинклинальных областей с соседними жесткими массивами и последующей тектоно-магматической активизации тех и других. Для большей части региона такой эпохой явилась вторая половина кембрия, для северо-западной части Саяно-Тувинского геоблока — силур и отчасти девон. Можно утверждать, что в среднем палеозое линеаментная сеть региона в основном приобрела близкий к современному облик, а после позднего палеозоя вообще существенно не изменялась. Мезозойско-кайнозойские структурные перестройки в основном сводились к избирательной активизации тех или иных элементов линеаментной сети. Обсуждение причин обособления Саяно-Тувинского геоблока в новейшей морфоструктуре выходит за рамки данной работы.

В заключение следует сказать, что структурно-геологическая интерпретация предложенной карты линеаментов, очевидно, может иметь определенное металлогеническое значение. Уже сейчас можно указать на возможную прогнозную значимость некоторых из показанных на ней трансструктурных диагональных и поперечных зон и особенно горизонтальных флексур типа Таскыльской. Палеокинематические интерпретации линеаментной сети и временно́й анализ линеаментного контроля интрузивных образований, по-видимому, могут в сочетании с более крупномасштабными снимками послужить ценным дополнением к используемым в региональной металлогении подходам.

Глава 20

ЛИНЕАМЕНТЫ И КОЛЬЦЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ МНР

Монголия является частью Центрально-Азиатского горного пояса и представляет собой своеобразную высокоподнятую область, расположенную между тремя древними платформами: Сибирской на севере, Китайской и Таримской на юге и юго-востоке. В центральной части, на западе и юго-западе МНР развит высокогорный рельеф, который к югу и юго-востоку постепенно переходит в низкогорье и мелкосопочник, а затем в плоские равнины, разделенные невысокими поднятиями.

Хребты и межгорные впадины западной части МНР в целом дугообразно изогнуты и состоят из кулисно расположенных частных поднятий преимущественно северо-западного (Монгольский Алтай) и субширотного (Гобийский Алтай) простираний.

Значительная часть рассматриваемой территории безлесна и относится к зоне высоких степей и полупустынь. Только на севере МНР северные склоны хребтов Монгольского Алтая, нагорий Хангая, Хэнтэя и Прихубсугулья покрыты лесной растительностью. Реки сосредоточены в северной и западной частях МНР. На остальной территории развита лишь более или менее густая сеть суходолов (сайров).

В геологическом строении территории МНР участвуют образования допалеозойского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Палеозойские и допалеозойские сложнодислоцированные образования слагают структурно-формационные комплексы, отвечающие геосинклинальному этапу развития. Мезозойские образования (среднеюрские и нижнемеловые) выполняют структуры ревивации и активизации, верхнемеловые и палеогеновые отложения отвечают платформенному этапу развития и слагают структуры платформенного чехла. Наиболее молодые отложения неоген-четвертичного возраста формируют структуры эпиплатформенной активизации [Нагибина, 1970; Тектоническая..., 1978; Девяткин, 1981]. На Тектонической карте Монгольской Народной Республики [1978] отчетливо выделяются северная и центральная части территории, сложенные протерозойскими и верхнерифейско-кембрийскими комплексами пород, образующими крупные блоки, а также южная часть, характеризующаяся линейными структурами мезозойско-кайнозойского возраста. Территория МНР пересечена густой сетью разломов ортогональной и диагональной ориентировки.

На мелкомасштабных космических снимках хорошо видна вся территория МНР. В центральных и северных районах линейно-дендритовидным рисунком выделяются крупные горные массивы Хангая, Прихубсугулья, Хэнтэя, складчатые массивы восточной части МНР. На западе и юго-западе протягиваются складчатые сооружения Монгольского и Гобийского Алтая. Восточные хребты Гобийского Алтая несколько отклоняются на юг и подставляются подходящими сюда с востока структурами северо-восточного

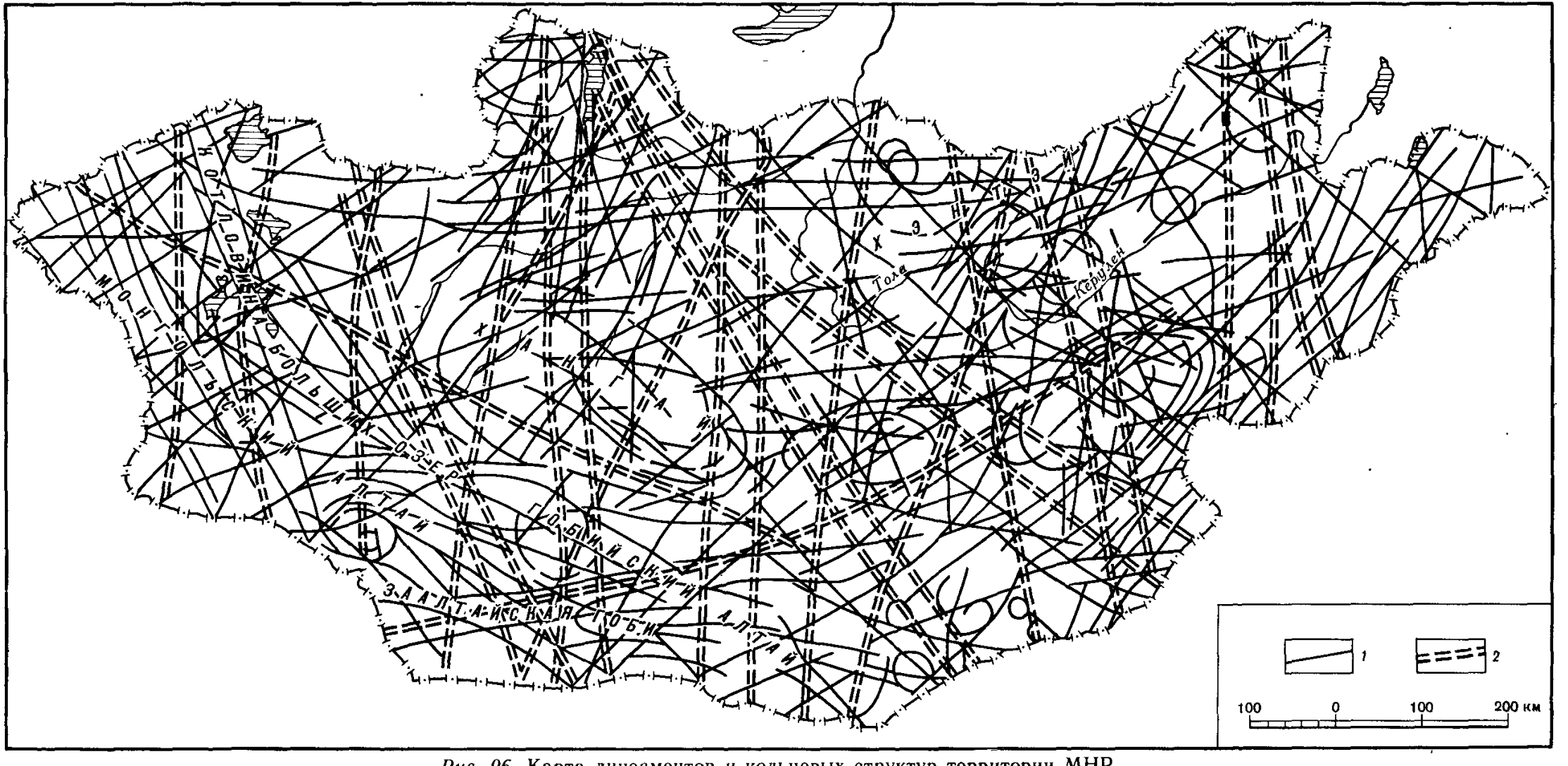


Рис. 96. Карта линеаментов и кольцевых структур территории МНР

1 — линеаменты; *2* — линеаментные зоны

направления. Самые южные и юго-западные районы МНР характеризуются ярко выраженными широтными направлениями структур, которые отражают структурный план Гобийского Тянь-Шаня.

По материалам дешифрирования снимков, полученных с различных космических аппаратов типа «Союз» и «Метеор», составлена карта линеаментов и кольцевых структур МНР (рис. 96).

Линеаменты, выявленные при дешифрировании космических снимков, частично отвечают известным элементам рельефа и геологических структур. Линеаменты, согласные с основными структурными элементами, нередко соответствуют литолого-стратиграфическим границам, а также границам почвенно-растительного покрова. В областях горного рельефа линеаменты выражены преимущественно четкими прямыми линиями и резкими уступами эрозионного рельефа; в равнинных областях большое значение в выделении линеаментов приобретают фототоновые различия поверхности, обусловленные особенностями почвенно-растительного покрова, литологией пород, их цветом и обводненностью.

Линеаменты, показанные на рис. 96, объединяют относительно короткие отрезки отдешифрированных на космических снимках линеаментов. Они подчинены некоторым единым направлениям, которые, вероятно, отвечают более крупным линейным структурным элементам. Кроме того, в этом же качестве выступают разделы (границы) территорий с резко различной плотностью мелких линеаментов. Кроме прямолинейных элементов, отдешифрированы довольно многочисленные дугообразные и кольцевые структуры.

По плотности развития линеаментов, особенностям их морфологического проявления и преобладающим направлениям на территории МНР выделяется ряд областей, кратко охарактеризованных ниже.

В пределах горно-складчатой области Монгольского Алтая преобладают линеаменты северо-западного и северо-восточного направлений и лишь фрагментарно представлены субширотные. Линеаменты северо-западного направления, отвечающие ориентировке основных хребтов и межгорных впадин, проявлены наиболее четко. По ориентировке структур, а также по отдельным особенностям рельефа они прослеживаются в юго-восточном направлении на территорию Гобийского Алтая. При этом устанавливается отчетливая сходимость отдешифрированных линеаментов с разрывами, показанными на Геологической карте Монгольской Народной Республики [1971]. Линеаменты северо-восточного направления не имеют четкого непрерывного выражения ни в ориентировке структур, ни в формах рельефа и почти не представлены на существующих геологических картах. Только на отдельных участках они совпадают с отрезками немногочисленных установленных разрывов северо-восточного направления. Так, разрывное нарушение, протягивающееся к северо-востоку от р. Хурмасын-Гол и отраженное на Геологической карте МНР [1971], является частью крупного линеамента, выделенного на космических снимках.

Субширотные линеаменты проявлены севернее оз. Хиргис-Нур, где они совпадают с зоной Северо-Хангайского разлома. Отдельно можно выделить две крупные зоны линеаментов субмеридиональной ориентировки, не совпадающие с известными разрывами и структурными и геоморфологическими элементами. Эти зоны протягиваются через всю описываемую территорию с севера на юг и дешифрируются по изменению фототона, пересекая все выделенные линеаменты и структуры другой ориентировки. Их природа остается пока неясной.

В районе Котловины Больших Озер преобладают линеаменты северо-западного и субширотного направлений при резко подчиненной роли линеаментов иной ориентировки. При этом установлена значительно меньшая плотность линеаментов по сравнению с Монгольским Алтаем. Наиболее интересна группа широтных линеаментов, соответствующих трем крупным разрывам. Первый из них, протягивающийся севернее оз. Хиргис-Нур и отвечающий Северо-Хангайскому разлому, при детальном дешифрировании оказывается представленным скоплением многочисленных более мелких однонаправленных линеаментов, возможно, отвечающих оперяющим разрывам. Севернее оз. Хара-Нур протягивается еще одна линеаментная зона субширотного направления, которая также отражает сгущение многочисленных коротких линеаментов. Третий широтный линеамент протягивается южнее оз. Хара-Нур. Указанные широтные линеаменты и зоны пересекаются в области Котловины Больших Озер с некоторым смещением линеаментами и линеаментными зонами северо-западного направления, и в Монгольском Алтае эти широтные линеаменты прослеживаются уже менее четко.

Из анализа космических снимков Гобийского Алтая видно, что здесь пред-

ставлены линеаменты всех четырех направлений, но основной является система линеаментов северо-западного простирания, которая хорошо совпадает с разрывными нарушениями того же простирания. Эти системы нарушений определяют, по-видимому, заложение наиболее крупных структурных элементов данной территории. На снимке хорошо видно правокулисное взаиморасположение крупных поднятий и межгорных впадин относительно друг друга. Линеаменты северо-восточных направлений являются менее протяженными, чем линеаменты северо-западных направлений, и разделяют между собой главные структурные элементы Гобийского Алтая, а также делят эти структуры на более мелкие. Эти линеаменты хорошо маркируются спрямленными руслами рек и направлениями мелких долин. Южнее оз. Орог-Нур прослеживается линеамент, соответствующий Долиноозерскому разлому. Западнее хребта Гурбан-Богдо он отклоняется на юго-запад, отделяя северную ветвь поднятия Гобийского Алтая от его южной ветви. Хорошо прослеживаются линеаменты, совпадающие с разломами, ограничивающими с юга хребет Гурбан-Богдо и отделяющими его от Цагангольской межгорной впадины.

Южнее, в Заалтайской Гоби, на фоне общего широтного простирания структур, подчеркнутых линеаментами того же направления, видно пересечение двух структурных направлений — северо-западного и северо-восточного. Причем линеаменты, подчеркивающие структуры северо-западного направления, срезаются линеаментами северо-восточного направления. Субмеридиональные линеаменты и линеаментные зоны прослеживаются с севера на юг темными полосами и хорошо контролируют спрямленные участки русел рек и долин.

Восточная часть Заалтайской Гоби и южная часть Восточной Монголии характеризуются развитием субширотных линеаментов, совпадающих по ориентировке с основными тектоническими и структурными элементами этой территории. Линеаменты северо-западного направления продолжают структурные направления Гобийского Алтая, протягивающиеся в Заалтайскую Гоби, где они ограничиваются крупными линеаментами северо-восточной ориентировки. Последние как единые крупные линии, протягивающиеся через всю Восточную Монголию, выделяются впервые. В центральной части МНР они совпадают с серией разрывов аналогичной ориентировки.

В Хубсугульской области преобладают линеаменты северо-западного и северо-восточного направлений. Вместе с тем здесь развиты и субмеридиональные линеаменты и линеаментные зоны, которые прослеживаются с севера на юг и юго-восток через всю территорию МНР. Линеаментные зоны подобной ориентировки выделяются впервые и не находят прямых структурных и тектонических аналогов на существующих геологических картах МНР. Западнее оз. Хубсугул выделены дугообразные элементы, образующие в целом крупную кольцевую структуру диаметром до 100 км. Южное ограничение Хубсугульской области обозначено серией широтных линеаментов, в целом совпадающих с Северо-Хангайской зоной разломов.

Хангайская область хорошо выделяется на карте системой дуговых линеаментов, по-видимому, отвечающих контурам Хангайского свода и образующих крупный овал, вытянутый в северо-западном направлении. Вдоль дуговых линеаментов Хангая на крупномасштабных снимках отчетливо дешифрируются сгущения мелких кольцевых линеаментов, не показанных на приведенной карте. С юга Хангайская область, как и с севера, ограничена крупной линеаментной зоной субширотного простирания. Эта зона маркирована цепью крупных речных долин, выполненных четвертичными отложениями.

На территории восточной части МНР развиты линеаменты диагональных и ортогональных направлений, среди которых наиболее ярко выраженными по простиранию и распространению являются линеаменты северо-восточной ориентировки, совпадающие с развитыми здесь основными структурными и геоморфологическими элементами. В северо-восточной части хорошо видно пересечение линеаментов северо-восточной ориентировки, имеющих правостороннее кулисное смещение, линеаментами северо-западной ориентировки. Последние иногда совпадают с разрывными нарушениями северо-западного направления, выделенными на геологических картах. Можно предположить, что эти линеаменты являются отражением на поверхности разломов, которые показаны на картах и которые, таким образом, можно проследить на более значительное расстояние. Диагональные линеаменты нередко образованы спрямленными участками речных долин, использующих, очевидно, тектонически ослабленные зоны.

Хорошо прослеживается крупная линеаментная зона, проходящая от южного окончания оз. Байкал на юго-восток. Она представлена не единой линией, а несколькими довольно протяженными отрезками. Эти линеаменты отсекают восточную равнинную

часть МНР от ее центральной части. В области восточной излучины р.Керулен дешифрируется темным фототоном ряд линеаментных зон субмеридиональной ориентировки. Эти зоны прослеживаются от северных границ МНР через всю ее территорию и уходят далеко на юг. Они разграничивают участки плотного и разреженного проявления линеаментов, изменения ориентировки и характера структур, а также изменения орографических характеристик.

Восточно-Монгольская область в отличие от описанных выше характеризуется также широким развитием кольцевых и дугообразных линеаментов, тяготеющих к субмеридиональным линеаментным зонам и к участкам повышенной плотности диагональных линеаментов.

Особого рассмотрения заслуживает группа дугообразных линеаментов, сосредоточенных в центральной и восточной частях МНР. Эти линеаменты отдешифрированы на снимках юго-восточной (районы Их-Хэт и Мандал-Гоби), центральной (западная излучина р. Керулен) и северной (районы Хубсугульской и Дархатской котловин) частей МНР. К дугообразным линеаментам приурочены мелкие кольцевые структуры, которые цепочками вытягиваются вдоль линеаментов и, возможно, отвечают вулканическим аппаратам. Сами дугообразные линеаменты ограничивают крупные геологические структуры. в пределах которых проявлен мезозойско-кайнозойский вулканизм.

Приведенное описание позволяет сделать следующее заключение о природе выделенных линеаментов и их зон. Как и ожидалось, значительная часть линеаментов северо-западного и северо-восточного направлений хорошо совпадает с линейными элементами рельефа, с отрезками речной сети, с разрывными нарушениями, отраженными на геологических картах.

Характерной особенностью, отличающей указанные линеаменты от других геологических и геоморфологических образований, является их более значительная протяженность, так как они объединяют разобщенные на картах отрезки и элементы одного направления.

Большая группа линеаментных зон субмеридиональной ориентировки, протягивающихся через всю Монголию, не находит отражения на существующих картах. Они выделены впервые и играют важную роль в формировании геолого-геоморфологических особенностей территории МНР.

При дешифрировании космических снимков, сделанных с корабля «Союз-22», на территории МНР выделено большое количество кольцевых структур разных диаметров — от первых километров до сотен километров. По размерам и морфологии эти структуры можно подразделить на три типа.

К первому типу отнесены мелкие, до 1—2 км в поперечнике, кольцеобразные структуры, которые располагаются среди отложений неоген-четвертичного возраста и характеризуются очень четко выраженной кольцевой формой внутренней части. Эти структуры уверенно определяются как молодые, имеют вулканические аппараты хорошей сохранности, нередко обрамлены на фотографии однотонными ровными покровами лавовых полей. Обычно распределение таких структур контролируется дуговыми линеаментами, очерчивающими более крупные, региональные тектонические элементы.

Структуры второго типа представлены более или менее правильными кругами диаметром до нескольких десятков километров. Они сосредоточены в областях мезозойской активизации, выглядят на снимках как однотонные круги более темного цвета, чем окружающие участки. На геологических картах МНР этим «круговым» структурам, как правило, отвечают гранитоидные массивы пермского и триасово-юрского возраста.

К третьему типу отнесены крупные кольцевые структуры диаметром 100 км и более. Они дешифрируются по элементам топографии, рисунку речной сети и фототону. Эти структуры совпадают с крупными блоками допалеозойского и палеозойского фундамента, и обычно внутри них можно отдешифрировать «круговые» структуры второго типа, отвечающие гранитоидным массивам мезозойского возраста. При этом выходы гранитоидов составляют 10—20% площади кольцевой структуры. Имеющиеся геологические данные позволяют предполагать, что кольцевые структуры третьего типа отвечают слабо эродированным батолитоподобным интрузивным телам гранитоидов.

На самом востоке МНР, в районе оз. Шорвог-Нур, выделены две кольцевые структуры, которые нельзя отнести ни к одному из перечисленных типов. Эти структуры с внутренним диаметром 20—25 км и внешним 30—35 км представляют собой два неправильных перекрещивающихся двойных кольца. Одно из колец разорвано и имеет вид двойной дуги. На космических снимках видно, что внутреннее выполнение колец темнее, чем пространство между кольцами. Оба кольца вытянуты с северо-запада на юго-восток

и хорошо сопоставляются с магнитными аномалиями этого района. Эти кольцевые структуры никак не отражены на геологических и топографических картах, не выражены в чехле неогеновых пород, а дешифрируются по более контрастному фототону и, возможно, отвечают погребенным донеогеновым структурам.

Кольцевые структуры обычно хорошо дешифрируются в областях, сложенных мезозойскими вулканогенными отложениями. В районах развития сильно дислоцированных пород древнего фундамента выделение кольцевых структур затруднено.

Круговые структуры наиболее широко распространены в центральной и восточной частях МНР, где они в основном приурочены к областям мезозойской активизации. Эти структуры, как правило, соответствуют изометричным в плане выходам мезозойских гранитоидов; нередко гранитоиды занимают лишь часть отдешифрированной круговой структуры, обычно периферическую. В этих случаях можно предполагать, что круговые структуры отражают контуры погребенных интрузивных массивов в целом. Круговые структуры хорошо укладываются в линеаментные зоны преимущественно субмеридионального и северо-запад — юго-восточного направлений. Особенно много таких структур, вытянутых в цепочки, отдешифрировано в юго-восточной части МНР, южнее р. Керулен.

Необходимо отметить, что гранитоиды девонского и каменноугольного возраста не образуют кольцевых структур, а дешифрируются на космических снимках как светлые пятна неправильно-изометричной формы.

Анализ отдешифрированных линеаментов и линеаментных зон позволил установить их частичное соответствие основным разломам и системам разрывных нарушений, изображенным на Геологической карте Монгольской Народной Республики. Выделено большое количество линеаментов и линеаментных зон, которые не сопоставляются с существующими разломами и природа которых недостаточно ясна. Диагональные линеаменты выражены в основном в рельефе в виде тектонических уступов, каньонообразных долин и зон сгущения мелких разрывов, линеаменты субширотного и субмеридионального направлений — понижениями в рельефе и зонами повышенной увлажненности с приуроченными к ним родниками и колодцами. Дуговые, кольцевые и круговые образования приурочены преимущественно к областям палеозойского и мезозойско-кайнозойского вулканизма и отвечают палеовулканическим аппаратам и выходам гранитоидов.

Линеаменты отчетливо совпадают с линейными элементами на топографических картах, а поскольку в современном рельефе отражена главным образом неотектоническая структура, то и линеаменты характеризуют прежде всего эту структуру земной коры.

•

Глава 21

ЛИНЕАМЕНТЫ И КОЛЬЦЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЮГА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В геологическом отношении рассматриваемая территория гетерогенна [Геологическое..., 1968; Парфенов и др., 1979]. Центральную ее часть занимает Алданский щит — крупнейший выступ древнейшего кристаллического фундамента на юго-востоке Сибирской платформы, сложенный высокометаморфизованными архейскими образованиями. В пределах щита выделяются с запада на восток Олекминский, Иенгрский, Тимптоно-Учурский и Маймаканский (Батомгский) разновозрастные мегаблоки, отделенные один от другого зонами глубинных разломов. Севернее р. Алдана щит переходит в Лено-Майскую плиту, в пределах которой фундамент полого понижается к северу, перекрываясь платформенным чехлом позднепротерозойского, палеозойского и мезозойского возраста. С юга щит окаймлен Становой позднеархейско-раннепротерозойской складчатой системой широтного простирания, которую некоторые исследователи [Геологическое. , 1968] относят к фундаменту Сибирской платформы. С запада к щиту примыкает Байкальская раннепротерозойско-раннепалеозойская складчатая система, ограниченная с запада юго-восточным краевым швом Сибирской платформы. В ее строении выделяются [Салоп, 1964] архейский фундамент, геосинклинальный раннепротерозойско-среднекембрийский и орогенный позднекембрийско-кайнозойский комплексы. С востока щит ограничивается Южно-Верхоянской раннемезозойской складчатой системой субмеридионального простирания, сменяющейся восточнее Охотским и Омолонским срединными массивами и

Яно-Колымской раннемезозойской складчатой системой. Байкальская, Становая и Южно-Верхоянская складчатые системы с юга обрезаются узкой протяженной Монголо-Охотской раннемезозойской складчатой системой дугообразной в плане формы. В ее строении выделяются докембрийский фундамент, позднепротерозойско-раннемезозойский геосинклинальный и позднемезозойский орогенный комплексы. Монголо-Охотская система с севера огибает Буреинский срединный массив. Буреинский массив и Монголо-Охотская складчатая система восточнее сменяются Сихотэ-Алинской позднемезозойской складчатой системой субмеридионального простирания, образованной архейско-среднепротерозойским фундаментом, позднепротерозойско-позднекембрийским и ордовикско-меловым геосинклинальными комплексами. В юго-западном обрамлении Сихотэ-Алинской складчатой системы располагается Ханкайский срединный массив. С востока на Яно-Колымскую, Южно-Верхоянскую и Сихотэ-Алинскую складчатые системы наложены позднемезозойский Охотско-Чукотский и продолжающий его южнее позднемезозойско-кайнозойский Восточно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса. Буреинский, Ханкайский, Охотский и Омолонский срединные массивы сложены нижне-среднедокембрийскими кристаллическими образованиями, составляющими фундамент, перекрытый рифейско-фанерозойскими (палеозойско-нижнемезозойскими) осадочными и вулканогенно-осадочными комплексами. Камчатка принадлежит к Курило-Камчатской кайнозойской геосинклинальной системе, в фундаменте которой развиты позднемезозойские вулканогенно-осадочные образования.

Характерным признаком рассматриваемой территории является ее почти повсеместная высокая тектоническая активность в мезозое и кайнозое, обусловившая преимущественно горный рельеф региона.

При составлении схемы (рис. 97) использовались мелкомасштабные сканерные снимки малого и среднего разрешения со спутников «Метеор-10, -18, -25, -28, -29», а также топографические карты масштаба 1 : 500 000, 1 : 1 000 000, 1 : 2 500 000.

Обширность территории, ее преимущественно горный облик, хорошая обнаженность, неотектоническая направленность и региональный характер исследований определили специфичность методики работ с космической информацией, применяемой в Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР. Эту методику, с использованием которой была составлена схема (см. рис. 97), можно определить как региональный морфотектонический анализ, целью которого является выявление и изучение геологических тел, в первую очередь дислокационных, по их форме, выраженной в рельефе.

Анализ начинается с изучения моделей земной поверхности, в качестве которых выступают мелкомасштабные космические снимки и топографические карты. Использование этих двух моделей является одним из обязательных элементов методики, ибо только с их помощью можно получить объективную и полную информацию о строении изучаемых поверхностных морфотектонических объектов. Мелкомасштабные снимки позволяют выявить объект, определить его форму и структуру в плане, а топографические карты дают его объемную характеристику.

Конкретная методика составления схемы подразделялась на несколько этапов.

1. Структурно-геометрическое дешифрирование космических телефотоснимков со спутников серии «Метеор» малого (канал 0,33 мкм) и среднего (канал 0,50 мкм) разрешения, которое заключалось в выявлении геометрически правильных элементов фотоизображения: как простых линейных и дуговых фотолинеаментов, так и сложных пространственно организованных фотолинеаментных комплексов, характеризующихся закономерным геометрически правильным рисунком (структурой) фотоизображения. Таким образом были выделены большая часть кольцевых и концентрических образований и решетчатая система линеаментов Алданского щита. Одна из особенностей этого этапа заключалась в том, что дешифрированию подвергались не отдельные, наиболее качественные снимки, а вся масса (сотни штук) имевшихся космических телефотоизображений со спутников серии «Метеор», полученных с разных ИСЗ, в разное время года и в разных (четырех) спектральных диапазонах. Качественные снимки малого разрешения нередко увеличивались с дубль-негатива в 2—3 раза. Массовый последовательный просмотр разных снимков и сравнение их друг с другом и позволили получить новую информацию об изучаемых объектах, которую не могло бы дать изучение отдельных снимков.

2. Нанесение отдешифрированных фотолинеаментов и концентрических образований на топографическую карту масштаба 1 : 2 500 000 в легенде, учитывающей характер и степень выраженности линеаментов в рельефе, и предварительное опознавание их как морфотектонических элементов и образований, имеющих эндогенную природу. Отдельные рабочие схемы составлялись на более крупномасштабных топографических картах

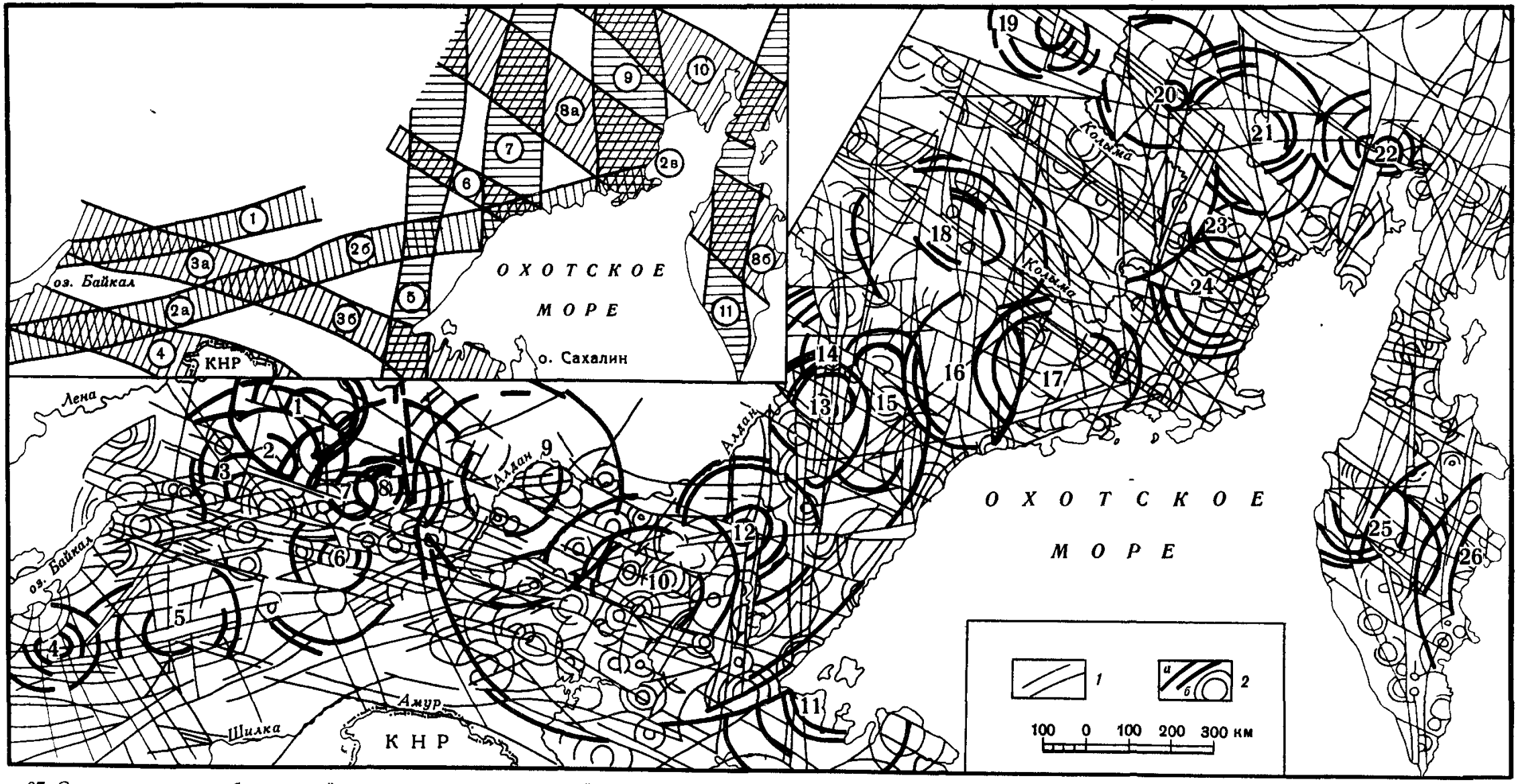


Рис. 97. Схема кольцевых образований и линеаментов центральной части Дальнего Востока. Составили В. В. Юшманов, Ф. С. Онухов, Г. Ф. Уфимцев, В. Н. Ставров по результатам регионального морфотектонического анализа с использованием совместного дешифрирования мелкомасштабных фотоснимков земной поверхности и топографических карт

1 — линеаменты; *2* — кольцевые структуры: *а* — основные, *б* — прочие.

Кольцевые структуры (цифры на схеме): 1 — Патомская, 2 — Витимская, 3 — Мамаканская, 4 — Уда-Курдинская, 5 — Верхневитимская, 6 — Калаканская, 7 — Торо-Жуинская, 8 — Чара-Олекминская, 9 — Олекмо-Тимптонская, 10 — Тимптоно-Учурская, 11 — Шантарская, 12 — Учуро-Майская (Маймаканская), 13 — Аллах-Юньская, 14 — Кыллахская, 15 — Юдомская, 16 — Охотская, 17 — Кулу-Кавинская (Тауйская), 18 — Нера-Индигирская, 19 — Алазейская, 20 — Среднеколымская, 21 — Омолонская, 22 — Ичигемская, 23 — Сугойская, 24 — Буюндинская, 25 — Западно-Камчатская, 26 — Восточно-Камчатская.

На врезке, составленной В. В. Юшмановым, заштрихованы основные пояса линеаментов центральной части Дальнего Востока: 1 — Байкало-Олекминский, 2 — Забайкало-Охотский (2а — Южно-Забайкальский, 2б — Тимптоно-Учурский, 2в — Северо-Охотский), 3 — Байкало-Становой (3а — Байкало-Ханинский, 3б — Становой), 4 — Байкало-Амурский, 5 — Верхояно-Уссурийский, 6 — Сунтархаята-Ульбсинский, 7 — Индигиро-Охотский, 8 — Момско-Камчатский (*8а — Момско-Индигирский, 8б — Поперечно-Камчатский*), 9 — Юкагиро-Арманский, *10 — Алазейско-Карагинский, 11 — Срединно-Камчатский*

и позднее также переносились на мелкомасштабную топооснову. Большинство линеаментов, отчетливо дешифрируемых на космических телефотоснимках, хорошо отражается и на топографических картах в виде долин, протяженных уступов, реже гребней водоразделов.

3. Современный анализ сети прямолинейных, дуговых и кольцевых линеаментов и топографической карты, позволяющий выявить характер выраженности в рельефе концентрических образований, интерпретируемых как выходы на дневную поверхность концентрических дислокационных комплексов, установить их трехмерную форму на дневной поверхности, структуру, степень неотектонической активности и эродированности. Некоторые концентрические объекты выявляются на этом этапе по характерному рисунку образующих их кольцевых линеаментов, слабо выделяющемуся при дешифрировании снимков. В результате этого этапа выявляется, что большинство выделенных линеаментов и концентрических морфотектонических объектов можно считать неотектоническими, новообразованными или омоложенными в кайнозое и представляющими собой выход на дневную поверхность или новейших разломов, или новейших дислокационных тел концентрического и блокового типов.

4. Геолого-геофизическая интерпретация выявленных линеаментов и кольцевых структур, проводимая путем сопоставления схемы с имеющимися геологическими и геофизическими картами. Эта интерпретация дает лишь самые общие представления о геологической природе морфотектонических объектов, и то лишь для части из них; поскольку более глубокое геолого-геофизическое изучение и окончательная геологическая интерпретация выявленных образований требуют многолетних и более детальных сопоставлений и исследований.

Региональный морфотектонический анализ позволяет выявлять геологические объекты, не выделяющиеся при обычных геологических исследованиях, в том числе и с применением геологического дешифрирования космических снимков. Поэтому региональный морфотектонический анализ — отдельный самостоятельный метод структурно-геологических региональных исследований.

Линеаменты

Исследуемая территория пересечена густой и достаточно упорядоченной сетью разноориентированных линеаментов. Все они хорошо выражены в рельефе и рассматриваются нами как новейшие (новообразованные или омоложенные в кайнозое) разломы. Линеаменты объединяются в системы определенных направлений, прослеживающиеся практически повсеместно, главными из которых являются субширотные, субмеридиональные, меридиональные, северо-восточные, северо-западные. Однако степень развития этих систем на площади неравномерна, в связи с чем последняя может быть разделена на четыре района — Забайкальский, Алдано-Амурский, Приохотский, Нижнеамурский, каждый из которых характеризуется своими особенностями рисунка линеаментов. Так, в Забайкальском районе развиты северо-восточные, северо-западные и субширотные линеаменты, в Алдано-Амурском — субширотные, субмеридиональные и восток-северо-восточные. Для Приохотского района характерны меридиональные, северо-западные и северо-северо-восточные линеаменты, а для Нижнеамурского — северо-северо-восточные, северо-восточные, меридиональные и северо-западные. Между собой районы разделены поясами линеаментов (например, Амуро-Олекминским) или границами таких поясов, как Верхояно-Уссурийский, Нижнеамурский. Различно и геологическое строение районов.

Западный, Забайкальский, район охватывает Байкальскую складчатую систему, северо-восточный отрезок Монголо-Охотской и западную часть Алданского щита. Центральный, Алдано-Амурский, район отделяется от западного Амуро-Олекминским поясом линеаментов и включает Алданский щит, за исключением его крайних западной и восточной частей, Становую складчатую систему, широтный Тукурингра-Джагдинский отрезок Монголо-Охотской складчатой системы, северный край Буреинского массива. Северо-восточный, Приохотский, район отчленяется от Алдано-Амурского восточной границей Верхояно-Уссурийского пояса линеаментов и охватывает восточную часть Алданского щита — Маймакано-Батомгский блок, Охотский и Омолонский срединные массивы, южную часть Яно-Колымской и Южно-Верхоянскую складчатую систему, Охотскую ветвь Охотско-Чукотского вулканического пояса и Курило-Камчатскую геосинклинальную систему. Юго-восточный, Нижнеамурский, район соприкасается с Алдано-Амурским по восточному ограничению Нижнеамурского пояса линеаментов и

охватывает Среднее и Нижнее Приамурье и Приморье, а в геологическом отношении — северо-восточную окраину Буреинского массива, Сихотэ-Алинскую складчатую систему и Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс.

Субширотные и субдолготные линеаменты образуют единую для большей части изученной территории решетчатую систему, наиболее отчетливо выраженную в пределах Алдано-Станового региона, на мелкомасштабных снимках (особенно со спутника «Метеор-10») которого она впервые выявлена и просматривается в виде прямоугольной решетки, образованной пересекающимися светлыми узкими прямолинейными фотоаномалиями.

В пределах Алдано-Станового и Верхнеамурского регионов линеаменты станового (субширотного, 280—295°) и тимптонского (субдолготного, 20—35°) направлений хорошо выражены в рельефе и трассируются прямолинейными уступами различной высоты и протяженности, прямолинейными отдельными или подставляющими друг друга отрезками речных долин, грабенообразными линейными понижениями и узкими вытянутыми грабенами. Ширина линеаментов и линеаментных зон колеблется от первых километров до первых десятков километров. Расстояние между наиболее выраженными линеаментами с юга на север уменьшается от 175—225 до 75—100 км для субширотных и до 150—175 км для субдолготных линеаментов В пределах Тукурингра-Джагдинского и Станового новейших поднятий наблюдается сгущение линеаментов обоих направлений Решетчатая система линеаментов сохраняет свои основные особенности только в пределах территории, ограниченной долинами Алдана и Нюкжы на западе, Учура, Тыркана, Удыхына и Шевли на востоке. Западнее и восточнее степень выраженности линеаментов на космических телефотоснимках и в рельефе резко падает, расстояние между ними увеличивается, субширотные разломы веерообразно расходятся относительно четко выдерживаемых ранее направлений.

Субширотная (становая) система линеаментов ограничивает или осложняет кайнозойские складки колебания, которые в виде ряда чередующихся поднятий и опусканий земной поверхности осложняют Алдано-Становой свод и окаймляют Тукурингра-Джагдинское поднятие. Эта система складывается из шести основных зон, приуроченных к осевым частям субширотных опусканий, и из ряда разделяющих их линеаментов, развитых в осевых частях поднятий. Расстояние между основными зонами равно (с юга на север) 125, 225, 175, 125 и 100 км. Наибольшее расстояние отмечается между линеаментами, ограничивающими антиклинальные вздутия, в центральной части которых воздымается Тукурингра-Джагдинское поднятие. В субширотной системе наиболее четко выражены линеаменты, приуроченные к центральной части и северному крылу Алдано-Станового свода и ограничивающие Тукурингра-Джагдинское поднятие.

Это поднятие, имеющее в целом субширотное простирание, в зоне сочленения хребтов Тукурингра, Соктахан и Джагды образует в плане пологую, выпуклую к югу складку, разделенную в месте сочленения Соктаханского и Джагдинского поднятий грабенообразной зоной понижения в верховьях р. Деп. Создается впечатление, что Джагдинское поднятие изогнуто и смещено к северо-востоку относительно Соктаханского по системе линеаментов, которые можно трактовать как новейшие лево- и правосторонние сдвиги. Северный левосторонний сдвиг сопрягается с четко выраженным на снимках и в рельефе Ланским надвигом (взбросом?), по которому Джагдинское поднятие надвинуто на Верхнезейскую впадину.

Новейшее Становое поднятие, являющееся центральной, наиболее приподнятой частью Алдано-Станового свода, охватывает южную часть Алданского щита и северную часть Становой складчатой области. Оно ограничено и осложнено субширотными линеаментами, направление которых получило название станового. Наиболее резко как на снимках, так и в рельефе выражены субширотные линеаменты, развитые вдоль его северного ограничения, особенно в центральной и восточной частях поднятия, которые фиксируют новейшие разломы типа взбросов и надвигов. Южнее отмечаются многочисленные узкие субширотные зоны растяжения, вдоль которых отмечаются излияния четвертичных базальтов или дайки. Вдоль оси Станового поднятия протягивается менее заметная субширотная зона растяжения, представленная раздвигами и сбросами, которые оконтуривают грабен-долины и мелкие грабены, выполненные мезозойскими и четвертичными отложениями. Образование ее связано, по-видимому, с процессами формирования Алдано-Станового свода и Станового поднятия в кайнозое. Субширотные разломы северного крыла Алдано-Станового свода представлены зонами трещиноватости и сбросами. В центральных частях Срединно-Алданского и Северо-Алданского поднятий возможны взбросы.

В Забайкальском районе субширотные (75—95°, 280—290°) линеаменты вопреки традиционным представлениям [Булгатов и др., 1978] хорошо развиты, но слабо заметны и выделяются лишь при морфотектоническом анализе, так как отражают скрытые разломы. Они представлены несколькими линеаментными зонами, расположенными в среднем на расстоянии 200 км друг от друга, продолжающими субширотные зоны Алдано-Станового региона и веерообразно расходящимися на запад. Поэтому средние линеаментные зоны имеют простирание 80—95°, а самые северные и южные — 280—290 и 75—80°. На снимках и в рельефе эти зоны характеризуются широкими (15—20 км) системами сменяющих или кулисообразно подставляющих друг друга разнородных, нередко дугообразных и разнонаправленных морфотектонических элементов (коротких отрезков речных долин, уступов) и обладают специфической чешуйчатой в плане структурой, характерной для региональных надвигов, взбросов и псевдонадвигов Алданского щита [Гришкян, Малышев, 1976]. Более четки и прямолинейны эти линеаменты на севере района и на восточном фланге Байкальской рифтовой зоны. Линеаментные зоны ограничивают несколько поясов сгущения линеаментов, главным из которых является центральный, Байкало-Ханинский, шириной 250 км. Линеаменты этого пояса определяют северо-западную и юго-восточную границы центральной части Байкальской рифтовой зоны, контролируют общее субширотное (80—85°) простирание цепочки рифтовых впадин (Нижнеангарской, Верхнеангарской, Муйской, Каларской, Имангринской) и приуроченной к ним наиболее сейсмоактивной области Байкальской рифтовой зоны [Голеницкий, 1978], оконтуривают отдельные борта Верхнеангарской, Муйской, Каларской, Ципа-Баунтовской, Чарской и Верхнетоккинской впадин. За р. Олекмой Байкало-Ханинский пояс субширотных линеаментов плавно переходит в четко выраженный запад-северо-западный (280—290°) Становой пояс линеаментов, ограничивающих центральную часть Алдано-Станового свода (Становое поднятие).

Байкало-Ханинский и Становой пояса линеаментов образуют единый дугообразно изогнутый протяженный (до 1500 км) Байкало-Становой трансрегиональный пояс линеаментов шириной 200—250 км, приуроченный к одноименному поясу кайнозойских разломов, протягивающемуся от северной оконечности оз. Байкал до Удской губы. Этот пояс влиял на заложение и формирование Байкальской рифтовой зоны и новейшего Станового поднятия. Присводовые зоны раздвигов в пределах Байкальского и Станового поднятий образуют единую протяженную приосевую зону растяжения, западный фланг которой контролирует субширотное положение кайнозойских впадин байкальского типа, а восточный определяет локализацию мелких кайнозойских впадин в центральной части Станового хребта.

В Приохотском и Нижнеамурском районах субширотные линеаменты дешифрируются слабее и в рельефе представлены разнородными подставляющими друг друга морфотектоническими элементами. В Западном Приохотье они продолжают субширотную систему линеаментов Алдано-Станового региона, но становятся менее выдержанными по простиранию, ветвятся и веерообразно расходятся относительно ранее выдержанного направления. Простирание их колеблется от 85° на севере до 280—290° на юге, а расстояние между линеаментами увеличивается 100—200 до 150—250 км. Еще южнее, в пределах Нижнеамурского района, линеаменты этой системы, продолжая субширотные линеаменты Станового и Верхнеамурского регионов, плавно отклоняются к югу и приобретают северо-западное (300—310°) простирание. Расстояния между наиболее выдержанными линеаментами достигают здесь 200—250 км.

В Северном Приохотье субширотная (270—280°) система линеаментов является подчиненной по отношению к меридиональной и северо-западной системам. Линеаменты этого направления менее выдержаны по простиранию, не образуют широких поясов сгущения и отмечаются в виде отдельных узких зон шириной 25—50 км, отстоящих на расстоянии 200—250 км одна от другой. Одна из таких зон, проходящая вдоль северного побережья Охотского моря, вместе с восток-северо-восточным Северо-Охотским поясом линеаментов контролирует контуры побережья и простирание цепочки наложенных межгорных впадин — Кава-Тауйской, Ланковской, Ямской и др. Продолжение этой субширотной зоны отмечается и на севере Камчатки, хотя в целом субширотная система линеаментов для Камчатки не характерна.

Субширотная система линеаментов слабо отражена в магнитном поле, но находит четкое подтверждение в гравитационном. Бóльшая часть линеаментов коррелируется с субширотными гравитационными градиентами, что может свидетельствовать о связи этих линеаментов с омоложенными разломами. Об этом же говорит и субширотное простирание поясов повышенной сейсмичности. Наиболее сейсмоактивным является Бай-

кало-Становой пояс линеаментов, приуроченный к Байкальской рифтовой зоне и Становому поднятию.

Субширотные линеаменты фиксируют систему разломов древнего заложения, позднее неоднократно подновлявшуюся. Наиболее древними и наиболее активными были, по-видимому, Становой (в пределах Алдано-Амурского района) и Тукурингра-Джагдинский пояса разломов, показанные на всех геологических картах. Становой пояс шириной 200—250 км охватывает южную часть Алданского щита и северную часть Становой складчатой области. Разломы пояса определяют направление зон позднеархейских диафторитов, контролируют размещение тел раннепротерозойских гипербазитов, ограничивают борта наложенных впадин, выполненных верхнепротерозойскими и мезозойскими осадками. В Тукурингра-Джагдинском районе субширотные разломы контролировали заложение восточной ветви Монголо-Охотской геосинклинали и определяли ее последующее развитие. В пределах Алданского щита и Западного Приохотья субширотные линеаменты отражают скрытые, в основном не показанные на геологических картах разломы, которые в какой-то мере определяют размещение мезозойских и протерозойских интрузий центрального типа. В Забайкальском и Приамурском районах, в Северном Приохотье разломы этой системы, по-видимому, тоже имели древнее заложение, но в протерозое и мезозое были слабоактивными и выступали в качестве скрытых разломов, поперечных к развитым здесь складчатым и геосинклинальным системам. В Забайкалье они определяют кулисообразное размещение мезозойских впадин забайкальского типа и часть их контуров. В кайнозое субширотная система разломов полностью, хотя и в различной степени активизировалась. Наибольшей активизации подверглись Становой (особенно его западная, забайкальская, и восточная части) и Тукурингра-Джагдинский пояса разломов.

С у б д о л г о т н ы е линеаменты вместе с субширотными образуют единую решетчатую систему. Они отличаются характерным рисунком на фотоснимках (линеаменты-змейки, зигзаги), а в рельефе фиксируются прямолинейными кулисообразно подставляющими друг друга отрезками глубоко врезанных зигзагообразных в плане долин, приуроченных к раздвигам [Пиотровский, 1968]. Наиболее широко эти линеаменты развиты в пределах Алдано-Станового региона. Характерными их примерами являются долины рек Тимптон и Олекма. Расстояние между линеаментами этого типа достигает 50, 75, 100, 150, 175, 200, 225 и 250 км, причем шаг между наиболее четко выраженными линеаментами уменьшается от 175—225 км в центральной части Алдано-Станового свода до 150—175 км в северной его части. Простирание субдолготных линеаментов составляет 20—35°. Они фиксируют скрытые разломы, обычно слабо отраженные на геологических картах. Заложение этих разломов, по-видимому, древнее, поскольку в пределах Алданского щита и Становой складчатой области они иногда разграничивают блоки с резко различающимся строением архейского фундамента.

В Забайкалье субдолготные линеаменты типа долин-раздвигов распространены реже, преимущественно на западе и востоке региона. Простирание их 350—10°, расстояние между ними 200—250 км. Отмечаются также линеаменты-уступы, фиксирующие взбросы, надвиги и сбросы (на западе и востоке Забайкалья) древнего заложения. Такие линеаменты с простиранием 20—30° широко развиты в Прибайкалье восточнее северной половины оз. Байкал. Они фиксируют разломы, контролирующие простирание северной части озера и Баргузинской впадины, часть хребтов и не относятся к линеаментам решетчатой системы. В Западном Приохотье субдолготные линеаменты типа долин-раздвигов развиты слабее, прерывисты, простирание их 30—35°, а расстояние между ними составляет 150 км.

В Нижнеприамурском районе субдолготные линеаменты развиты наиболее широко. Здесь проходит Сихотэ-Алинский пояс линеаментов шириной 500—600 км. Восточным ограничением этого пояса является четко видимый на снимках и в рельефе линеамент, приуроченный к Главному Сихотэ-Алинскому разлому мезозойского заложения. С запада пояс ограничивается линеаментом, отделяющим Амуро-Зейскую впадину от Туранского поднятия. Простирание линеаментов в поясе 20—30°, расстояние между ними 50—150 км. Заложение (или резкая активизация) Сихотэ-Алинского пояса относится к мезозою.

Формирование решетчатой системы новейших разломов происходило, по-видимому, в обстановке сжатия, ориентированного с юго-юго-запада на северо-северо-восток и вызванного сближением Буреинского массива и Восточно-Сибирской плиты, объединяющей Сибирскую платформу, Байкальскую и Становую складчатые системы. Наиболее интенсивно сжатие происходило непосредственно к северу от Буреинского массива, в пределах восточных частей Монголо-Охотской складчатой системы, Становой складча-

той области и южной окраины Алданского щита. Этим сжатием можно объяснить образование решетчатой системы сопряженных новейших субширотных взбросов и надвигов, северо-восточных сдвигов, субдолготных раздвигов, общее сближение субширотных разломов в пределах центральной и восточной частей Алдано-Станового и Тукурингра-Джагдинского регионов, формирование субширотной системы кайнозойских складок коробления (включая Становое и Тукурингра-Джагдинское поднятия). По Сихотэ-Алинской системе разломов, ограничивающей Буреинский массив с востока и затрагивающей его восточную часть, в это время происходило формирование правосторонних сдвигов. Новейшие движения в более слабой форме отразили мезозойский этап формирования и развития решетчатой системы разломов изученной территории.

На Камчатке к субдолготным линеаментам относится Срединно-Камчатская зона линеаментов шириной 20—30 км, состоящая из двух кулисообразно расположенных отрезков протяженностью 550—600 км, протягивающихся через весь полуостров, вдоль его оси, от Корякского нагорья до мыса Лопатка. Простирание зоны 20°, линеаментов в ее пределах 20—25°. На севере зона протягивается вдоль осевой части Срединного хребта и выделяется на телефотоснимках в виде темных и светлых узких линейных фотоаномалий. На юге Камчатки она ограничивает западный борт долины р. Камчатки в виде четкого уступа и далее вдоль верховьев р. Быстрой тянется к Курильскому проливу. В геологическом отношении Срединно-Камчатская зона линеаментов приурочена к Центрально-Камчатской структурно-фациальной зоне [Геология СССР, 1964].

Северо-восточная (забайкальская) система линеаментов (50—80°) наиболее хорошо развита в Забайкальском районе. Она представлена линеаментами с простиранием 50—70°, расположенными на расстоянии 25—50 км и более один от другого и образующими два пояса сгущения шириной 200—250 км каждый. Первый из них, Байкало-Олекминский, протягивается от северной оконечности оз. Байкал до р. Олекмы. Линеаменты этого пояса оконтуривают северо-восточный и юго-западный фланги Байкальской рифтовой зоны, борта большинства рифтовых впадин, горные хребты. Второй пояс развит на юге Забайкалья и прослеживается от южной оконечности оз. Байкал. Линеаменты Южно-Забайкальского пояса контролируют общее простирание и контуры мезозойских впадин забайкальского типа и выражены протяженными (первые сотни километров) речными долинами и уступами, ограничивающими горные хребты и впадины. Северным окончанием этого пояса можно считать Селенгино-Витимский линеамент — один из наиболее выраженных, протяженных (до 700 км) и прямолинейных линеаментов северо-восточной системы. Он протягивается от низовьев р. Селенги к северо-восточному отрезку долины р. Витим и на телефотоснимках выражен светло-серой прерывистой узкой линейной фотоаномалией, а в рельефе — подставляющими друг друга речными долинами, местами — прямолинейными ограничениями впадин или хребтов. В центральной части Южно-Забайкальского пояса линеаментов отмечается сгущение впадин забайкальского типа.

Судя по прямолинейности, степени и характеру выраженности в рельефе, эти линеаменты отражают разрывные нарушения сколового происхождения, хотя среди них отмечаются и сбросы, взбросы, надвиги, особенно в пределах Байкальской рифтовой зоны. Новейшие разломы этой системы наследуют мезозойский и более древний структурные планы, поскольку являются согласными со структурами Байкальской и Монголо-Охотской складчатых систем. Южно-Забайкальская система линеаментов хорошо отражается в гравитационном и магнитном полях и фиксирует широко известный пояс [Хренов и др., 1977] северо-восточных разломов, развитых на юге Забайкалья.

Пересекая Забайкалье, северо-восточная (50—60°) система линеаментов продолжается в пределах Алдано-Станового региона, где становится более рассеянной и слабо выраженной. Линеаменты приобретают преимущественно восток-северо-восточное (60—70°) простирание. Северо-восточные (50—60°) линеаменты отмечаются реже, главным образом на северо-западе региона, на продолжении Байкало-Патомского пояса линеаментов. Далее северо-восточная система уходит в Западное Приохотье, где простирание ее приближается к субширотному (70—80°) и она сливается с крайними северными линеаментами субширотной системы линеаментов на востоке Алданского щита.

В рельефе Алдано-Станового региона линеаменты северо-восточного направления представлены короткими (до 50—100 км) прямолинейными отрезками речных долин, уступами, ограничениями горных хребтов. Наиболее четко фиксируется Тимптоно-Учурский пояс линеаментов, протягивающийся от верховьев рек Тимптон, Гонам, Сутам к низовьям р. Учур и являющийся продолжением Южно-Забайкальского пояса линеаментов. Ширина пояса 200 км, расстояние между линеаментами составляет 25, 50, 75 км. Пояс

хорошо выражен в гравитационном поле. На геологических картах Алданского щита ему соответствуют отдельные прерывистые или протяженные (Алдано-Суннагинский, Суннагино-Ларбинский и др.) разломы северо-восточного простирания [Геология СССР, 1972]. На обзорных геологических картах разломы этого направления в пределах Алданского щита нередко совсем не показаны. Продолжение Тимптоно-Учурского пояса линеаментов прослеживается и в пределах Западного Приохотья, только ширина его уменьшается, а степень выраженности линеаментов на снимках и в рельефе еще более ухудшается.

В Северном Приохотье продолжением этого пояса является Северо-Охотский пояс линеаментов восток-северо-восточного, близкого к субширотному (80°) простирания, шириной 100—200 км. Он протягивается вдоль северного побережья Охотского моря, контролируя общее направление контуров побережья, и трассируется отрезками речных долин, отдельными хребтами и цепочками мезозойских, омоложенных в кайнозое вулканогенных впадин. Севернее отмечаются отдельные разрозненные линеаменты с простиранием 70—75°, иногда 60°.

В целом Южно-Забайкальский, Тимптоно-Учурский и продолжающий их Северо-Охотский пояса линеаментов образуют единый Забайкало-Охотский пояс линеаментов протяженностью свыше 300 км, шириной 200—300 км, степень выраженности которого в рельефе и ширина уменьшаются с юго-запада на северо-восток. Этот пояс фиксирует протяженный региональный пояс разломов мезозойского заложения. В Забайкалье он контролирует локализацию малых интрузий мезозойского возраста [Вартанова и др., 1976] и Селенгино-Витимское поле сгущения мезозойских впадин забайкальского типа [Флоренсов, 1960], выполненных нижнемеловыми вулканическими и осадочными породами. В Становой складчатой области к нему приурочены пояса сгущения даек мезозойского возраста [Афанасов, 1969; Заболоцкий, 1972] и наложенные впадины, выполненные нижнемеловыми осадочными и вулканогенными породами. В пределах Тимптоно-Учурского мегаблока Алданского щита этот пояс контролирует простирание цепочки наложенных субширотных мезозойских впадин — Верхнетимптонской, Верхнегонамской, Верхнесутамской, Токариканской, Гувилгринской, Гюскангринской, Ытимджинской, Верхнегынымской, выполненных нижне-среднеюрскими терригенными и нижнемеловыми вулканогенными осадками, а также зоны повышенной концентрации мезозойских (позднеюрских—раннемеловых) малых интрузий, на что указывал еще Ю. К. Дзевановский [1956].

В Западном Приохотье к этому поясу приурочена полоса развития малых интрузий мезозойского возраста северо-восточного простирания. В Северном Приохотье пояс контролирует положение Северо-Охотской ветви Охотско-Чукотского позднемезозойского (раннемелового) вулканического пояса.

Заложение и наибольшая активизация Забайкало-Охотского пояса разломов относятся, по-видимому, к позднему мезозою (поздняя юра — ранний и поздний мел), причем отмечается общее омоложение мезозойских магматических процессов в восточном направлении. Возможно, пояс выступал в мезозое как гигантская сдвиго-раздвиговая зона, которая в кайнозое характеризовалась пониженным рельефом и представляла собой в целом протяженную синклиналь, обрамленную компенсационными антиклинальными вздутиями.

В пределах Нижнеприамурского района северо-восточные линеаменты представлены Нижнеамурским поясом линеаментов с простиранием 40—50°, шириной 450—500 км, протяженностью до 1000 км (в пределах СССР). Расстояние между линеаментами 50—75, 100, 150 км. С запада пояс ограничен Селемджино-Удским линеаментом, с востока — Нижнеамурским, проходящим по левобережью нижнего течения р. Амур. В рельефе линеаменты этой системы выражены речными долинами и ограничениями хребтов, отчетливо прослеживающимися в Буреинском хребте, Баджальской горной стране, в системе хребтов и впадин Нижнего Приамурья. Система линеаментов приурочена к Сихотэ-Алинской складчатой области и к восточной окраине Буреинского массива и отражает разломы как согласные, так и секущие по отношению к структурам упомянутых геологических образований. Они нередко хорошо выражены в гравитационном поле. Заложение Нижнеамурского пояса (или его активизация) относится к мезозою.

Северо-восточные линеаменты в пределах Приохотья образуют широко распространенную рассеянную систему, состоящую из отдельных протяженных линеаментов и узких (25—50 км) зон сгущения с простиранием 25—40°, расположенных на расстоянии 150—200 км одна от другой. В рельефе они выражены не очень четко и трассируются подставляющими друг друга отдельными отрезками широких зигзагообразных в плане долин, прямолинейными уступами, понижениями, водоразделами. Пояса сгущения приурочены

к западному побережью Охотского моря и залива Шелихова, к Пенжинской губе. Эта система развита восточнее Сетте-Дабанской зоны линеаментов. Западнее нее линеаменты северо-восточной зоны имеют простирание 25—30° и южнее переходят в субдолготную систему линеаментов на востоке Алданского щита. Восточнее простирание линеаментов изменяется до 35—40°, а северо-восточнее — до 45°. Линеаменты этого простирания (35—40°) являются продолжением Нижнеамурской системы линеаментов в Приохотье и контролируют прямолинейные контуры западного побережья Охотского моря и залива Шелихова и положение северо-восточных отрезков Охотско-Чукотского вулканического пояса.

На Камчатке к северо-восточной системе относятся линеаменты с простиранием 40°, реже (на севере полуострова) 50°, отстоящие на 100—125 км один от другого, контролирующие прямолинейные контуры северо-западного и в какой-то степени и юго-восточного побережий, ориентировку Куюло-Таловского грабена, а также западные борта Центрально-Камчатского грабена, к которому приурочены вулканы Шивелуч, Толбачик, Безымянный и др.

Северо-западная система линеаментов (300—340°) наиболее широко развита в пределах Забайкальского района. В рельефе северо-западные линеаменты выражены слабее, чем северо-восточные. Наиболее отчетливо они проявлены на западном фланге Байкальской рифтовой зоны, ограничивая с торцов рифтовые впадины (300—320°), а также на юго-западе Забайкалья (300—310, реже 320—340°) Расстояние между линеаментами 50, реже 75—100 км, в Байкальской рифтовой зоне иногда до 20—30 км. Ярко выраженных поясов сгущения не отмечается. Наиболее заметными линеаментами этого направления можно считать Главный Саянский и Олекмо-Амурский. Первый из них приурочен к Главному Саянскому разлому и его продолжению в Забайкалье, где он прослеживается на телефотоснимках в виде прерывистой линейной фотоаномалии вплоть до Хэнтэй-Даурского нагорья. Олекмо-Амурская дугообразная зона линеаментов шириной 50—75 км протягивается от левобережья р. Олекмы и далее вдоль долин рек Нюкжы и Амура. Простирание ее с севера на юго-восток изменяется с 340 до 310—320°. В пределах Сибирской платформы Олекмо-Амурская зона линеаментов совпадает с западным бортом Вилюйской синеклизы. В юго-восточном направлении она протягивается до побережья Японского моря. В пределах изученной территории эта зона отделяет Забайкальский район от Алдано-Амурского, разграничивая область развития линеаментов северо-западного направления в Прибайкалье и Забайкалье и решетчатую систему субширотных и субдолготных линеаментов в пределах Алдано-Станового региона. Западнее Олекмо-Амурской зоны субширотные линеаменты выражены слабо, субдолготные — еще слабее и решетчатой системы не образуют. Восточнее Олекмо-Амурской зоны, в пределах Алдано-Станового региона, северо-западные линеаменты прерывисты, редки, слабо выражены, представлены отдельными долинами, уступами с простиранием 320—340° и не образуют четко выраженной системы. Отдельные линеаменты приурочены к древним зонам разломов (типа Тыркандинской) архейского заложения, слабо омоложенных в кайнозое [Юшманов, 1977]. В Нижнем Приамурье северо-западные линеаменты (300—310°) являются восточными продолжениями субширотных линеаментов Алдано-Амурского района и рассмотрены при описании субширотных линеаментов. В Тукурингра-Джагдинском районе и Амуро-Зейской депрессии отмечаются разрозненные северо-западные линеаменты с простиранием 310—320°, примыкающие с юго-востока к Олекмо-Амурской зоне и являющиеся, по-видимому, ее продолжением. Северо-западная система линеаментов отражает скрытые поперечные разломы древнего (архейско-протерозойского) заложения, в различной степени омоложенные в позднейшие эпохи активизации.

Северо-западные линеаменты широко распространены в Северном Приохотье, на Камчатке.

В Северном Приохотье северо-западная (300—330°) система линеаментов является наиболее прямолинейной и выдержанной по простиранию, хорошо дешифрируется на снимках и имеет вид линеаментов-фотоконтрастов, а в рельефе выражена четкими уступами и линейными понижениями. Линеаменты группируются в пояса и зоны шириной 100—250 км, расстояние между линеаментами в которых равно 10—25 км, в то время как между зонами — 50—100 км. Одна из таких зон ограничивает с северо-востока Алазейское плоскогорье и сечет Юкагирское нагорье В пределах Колымской низменности линеаменты выделяются менее уверенно, чем в пределах нагорья, и связаны в основном с элементами гидросети и с отдельными уступами на границе плоскогорья и низменности. Более четко выделяются Момская и Верхнеиндигирская (Адыча-Индигирская) зоны,

ограничивающие широкий (до 350 км) Момско-Индигирский пояс линеаментов, который представлен протяженными речными долинами и ограничениями многочисленных горных хребтов. Линеаменты внутри пояса ветвятся, располагаются кулисообразно или пересекают друг друга (линеаменты с простиранием 300 и 330°). Общее простирание пояса 315—320°.

Из южнее расположенных северо-западных (300—310°) линеаментов особенно интересна зона, проходящая вдоль южной окраины субширотного отрезка Верхоянского хребта и вдоль хребта Сунтар-Хаята к Охотскому побережью, к устью р. Тауй. Ширина зоны 50—75 км, простирание 305°, протяженность более 1000 км. Она состоит из отдельных отрезков кулисообразно подставляющих и пересекающих друг друга линеаментов с простиранием 300—310, реже 315°. Эта зона приурочена к Алданской системе сдвигов раннемезозойского заложения [Межвилк, 1970; Парфенов и др., 1979] и к ее юго-восточному продолжению, активизированных в кайнозое.

Северо-западные линеаменты Северного Приохотья чаще всего секут кольцевые структуры и смещают отдельные части последних. Можно предположить, что линеаменты этого направления трассируют разломы со сдвиговой составляющей.

На Камчатке северо-западные линеаменты группируются в Поперечно-Камчатский пояс шириной 400 км, являющийся восточным продолжением Момско-Индигирского пояса Северного Приохотья. Максимальная протяженность пояса 475 км. По ширине он протягивается от устья р. Облуковина и Авачинской губы на юге до устьев рек Воямполки и Камчатки на севере. Расстояние между линеаментами 50—75 км и менее, простирание их 320—325°, реже 315 или 330°. В рельефе линеаменты выражены прямолинейными участками долин, уступами или понижениями. В ряде случаев по линеаментам пояса наблюдается смещение Срединно-Камчатской субдолготной продольной зоны, что позволяет предполагать сдвиговую природу Поперечно-Камчатского пояса. Создается впечатление, что в целом пояс несколько смещен (на 100—125 км) к югу и развернут к северу (на 5°).

Севернее Поперечно-Камчатского пояса наблюдаются разрозненные линеаменты с простиранием 300—310° (север Камчатки) и 320—330° (Корякское нагорье). Эти линеаменты тоже продолжают северо-западные пояса Северного Приохотья.

Меридиональная система линеаментов (350—10°) прослеживается главным образом в Приохотье и Нижнем Приамурье и представлена несколькими линеаментными зонами и поясами. Наиболее выраженным и протяженным (свыше 2700 км) среди них является Верхояно-Уссурийский пояс шириной 250—300 км, с простиранием 335—5°, протягивающийся от бассейна р. Яны на севере (Верхоянье) до р. Уссури на юге. Наиболее отчетливо пояс выражен в Западном Приохотье. Его восточной границей здесь является Сетте-Дабанская зона линеаментов, приуроченная к одноименному хребту и к зоне разломов, согласной с Южно-Верхоянской мезозойской складчатой системой. Ширина зоны 50—75 км, расстояние между линеаментами в ней 5—10 км. Для нее характерны кулисообразно расположенные, сменяющие друг друга в восточном направлении, ветвящиеся и пересекающие друг друга линеаменты. Ряд ответвлений этой зоны сопрягается с дуговыми линеаментами, как бы охватывая кольцевые структуры, другие же линеаменты пересекают их без изменения направления. При общем простирании зоны 5—10° простирание составляющих ее волнообразных линеаментов колеблется от 345 до 20°. На северном окончании хребта Сетте-Дабан зона сопрягается с северо-западными разломами согласно изгибу хребта в этом направлении. Однако общее меридиональное простирание зоны сохраняется, и она прослеживается в междуречье Яны и Индигирки в виде отдельных протяженных, рассеянных, волнообразно изогнутых линеаментов с простиранием 0—20°.

Западнее, в восточной части Алданского щита, расстояние между линеаментами Верхояно-Уссурийского пояса увеличивается до 50—75 км, в отдельных зонах сгущается до 10—30 км. Степень их выраженности в рельефе уменьшается. Они представлены меридиональными отрезками рек Алдан, Учур, Мая, Маймакан и их притоков. Простирание линеаментов в целом меридиональное (0—10°), но из-за их волнообразности колеблется в пределах 350—10°. Восточные линеаменты этого пояса трассируются прямолинейными отрезками речных долин (левые притоки Алдана, низовьев Учура, р. Тыркан и др.) и отделяют Алдано-Амурский район от Приохотского.

В Нижнем Приамурье Верхояно-Уссурийский пояс выражен слабее линеаментов других направлений и представлен субпараллельными хребтами и впадинами Нижнего Приамурья, Баджало-Буреинской области. Расстояние между линеаментами колеблется от 40—50 до 75—100 км, простирание волнообразно изогнутых линеаментов 355—5°. Линеаменты пояса трассируют разломы, секущие геологические образования Монголо-

Охотской палеозойской и Сихотэ-Алинской мезозойской складчатых систем и в отдельных местах являющиеся тектоническими ограничениями структурных элементов складчатых областей. В гравитационном поле меридиональные линеаменты Приамурья выражены нередко гравитационными ступенями протяженностью до нескольких сотен километров. Заложение Верхояно-Уссурийского пояса разломов относится к мезозою.

В Северном Приохотье меридиональные линеаменты развиты широко и представлены отдельными линеаментами и зонами сгущения (шириной 50—75 км) с простиранием 0—10°, расположенными на расстоянии 150—200 км друг от друга. Наиболее ярким их представителем является Индигиро-Охотская зона, расположенная в 300 км восточнее Сетте-Дабанской. Она имеет сложное строение и образована кулисообразными расходящимися, ветвящимися и пересекающими друг друга линеаментами с простиранием 350—15°. Ширина ее местами достигает 100 км. Другие зоны представлены более выдержанными по простиранию (0—10°) линеаментами. Все они являются секущими по отношению к складчатым сооружениям Яно-Колымской складчатой системы и к Охотско-Чукотскому вулканическому поясу.

В Забайкальском районе меридиональные (350—10°) линеаменты относятся к субдолготной системе, образующей вместе с субширотной единую решетчатую систему, рассмотренную выше. Одной из характерных линеаментных зон этого направления является Чара-Жуинская (с простиранием 360°), которая приурочена к одноименной меридиональной зоне разломов древнего заложения, являющейся западным краевым швом Алданского щита. В пределах Алдано-Станового региона меридиональные линеаменты проявлены слабо, дешифрируются в виде рассеянных ландшафтных фотоаномалий [Гришкян, Малышев, 1976], почти не выраженных в рельефе, и на схеме не показаны.

Кольцевые структуры

Кольцевые структуры на изученной территории распространены широко и представлены концентрическими морфотектоническими объектами самых различных размеров, строения и генезиса. Из-за новизны и слабой геологической изученности этих образований в настоящее время возможна лишь самая общая их классификация, основанная на форме, размерах и строении. По этим параметрам среди кольцевых (концентрических) структур, выделенных на изученной территории с помощью морфотектонического анализа (с учетом масштаба карты), можно выделить следующие классы: 1) гигантские кольцевые структуры размером более 1000 км в поперечнике; на схеме отображен только полукольцевой фрагмент такого объекта; 2) крупнейшие суперовалы концентрического строения, размером 500—700 км и более; представлены единичными объектами; 3) крупные образования округлой и овальной формы, концентрического и вихревого строения, размерами 200—500 км в поперечнике; выявлено не более трех десятков таких объектов; 4) средние изометричные, реже овальные структуры концентрического строения, диаметром 100—200 км; число таких объектов определяется многими десятками; 5) мелкие округлые и овальные структуры концентрического строения, диаметром 40—60 км и менее; их число исчисляется многими сотнями; на схеме показаны только наиболее выраженные из них.

Концентрические структуры в пределах изученной территории распространены повсеместно и более или менее равномерно. Наибольшая их концентрация отмечается в пределах Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов и на Камчатке.

Первый класс охватывает гигантские кольцевые структуры диаметром 1000 км и более. На схеме показано только южное полукольцо одной такой структуры диаметром 1100 км. Это кольцевое образование впервые было выделено при анализе топографических карт и описано как Алданская морфоструктура центрального массива. На нашей схеме она отображена фрагментарно и оконтуривается плавно сменяющими одна другую зонами линеаментов: Олекмо-Амурской с запада, Тукурингра-Джагдинской с юга, Западно-Приохотской с востока. В ядре этой структуры залегают архейские образования Алданского щита, обрамленного по периферии более молодыми складчатыми системами. В геологическом отношении Алданское мегакольцо отражает древнейшее тектоническое образование центрального типа, сформировавшееся еще в архее, охватывающее земную кору и проникающее, по-видимому, в верхнюю мантию.

Второй класс тоже представлен только одним объектом — Буреинским овалом размером 500—700 км. Он охватывает бóльшую часть территории Нижнего Приамурья и отображен на схеме почти полностью, за исключением юго-восточного фрагмента.

Буреинский овал вписывается в Сихотэ-Алинский пояс разломов северо-северо-восточного простирания и вытянут вдоль него. С востока он ограничивается Главным Сихотэ-Алинским линеаментом, с запада — Бурея-Гербиканским. Буреинский овал ограничен дугообразными речными долинами, понижениями и уступами и хорошо выражен на снимках и в рельефе, охватывая Баджальскую горную страну, Буреинский, Дуссе-Алинский, Ям-Алинский, Турганский, Малохинганский хребты. Наиболее приподнятой является северная часть овала, прурочeнная к Баджальскому, Буреинскому и Дуссе-Алинскому хребтам. Южный и восточный фланги овала заняты Среднеамурской и Эворон-Чукчагирской впадинами. Западная и восточная окраины его имеют неровные кулисообразные зубчатые очертания. По ним происходит сочленение Туранского поднятия с Зейско-Буреинской равниной, окаймляющей Буреинский овал с запада, а также Эворон-Чукчагирской и Среднеамурской кайнозойских впадин с Сихотэ-Алинским хребтом, окаймляющим Буреинский овал с востока. Более детальный морфотектонический анализ ограничений Буреинского овала позволяет предполагать, что в их формировании определенную роль играли новейшие сдвиговые перемещения. Четкого концентрического строения овал не имеет. Геометрический центр его приурочен к верховьям р. Аргуни, к концентрическому объекту четвертого класса четкой концентрической структуры, обусловленной кольцеобразным расположением Баджальского и Буреинского хребтов вокруг Верхнеамгунской впадины. Днище ее располагается на 1—2 км (на юго-западе на 300—400 м) ниже водораздельного уровня хребтов.

Геологическое строение Буреинского овала гетерогенно. Он включает северо-восточную часть Буреинского массива и восточную часть Монголо-Охотской складчатой системы, которые занимают около трети площади овала, его западную и северо-западную окраины. Остальная территория овала относится к Сихотэ-Алинской мезозойской складчатой системе. В целом Буреинский овал заложился в мезозое и вновь активизировался в кайнозое. Его западная часть тяготеет к Хингано-Олонской вулканической зоне и к Тайканскому вулканическому прогибу мелового возраста. Восточная периферия овала трассируется полями вулканитов позднемелового, палеоценового, эоценового, миоценового и плиоцен-раннечетвертичного возраста. Юго-восточная периферия овала проходит по западной окраине Западно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, сложенного вулканитами позднемелового—кайнозойского возраста и интрузиями позднемеловых гранитоидов. Центр Буреинского овала приурочен к Баджальской вулканической зоне мелового возраста.

Буреинский овал отражается и в геофизических полях. Длинная северная полуось его приурочена к региональному гравитационному минимуму. Пониженные в рельефе периферические восточная, юго-восточная и южная части овала характеризуются положительными значениями гравитационных аномалий. Западная часть Буреинского овала подчеркивается полосовыми дифференцированными магнитными аномалиями.

По-видимому, Буреинский овал является отражением на земной поверхности крупного тектоно-магматического комплекса, образование которого связано с существованием и длительным развитием значительного по размерам глубинного (верхнемантийного?) магмоэнергогенерирующего очага, сформировавшегося еще в мезозое.

Третий класс представлен крупными кольцевыми структурами округлой и овальной формы, размером 300—500 км в поперечнике.

В Забайкальском районе выявлено восемь таких объектов размером от 200—250 до 300—400 км в поперечнике. В большинстве случаев они имеют овальную форму и вытянуты вдоль преобладающей в этой части района системы линеаментов. Длинная ось Патомского овала (250×325 км) приурочена к одному из самых северных линеаментов северо-восточной Забайкальской системы, Витимского овала (300 × 375) — к северо-западному линеаменту, проходящему вдоль р. Витим. Северо-западное простирание имеет и Мамаканский овал (250 × 300 км), фрагментарно прослеживающийся в пределах субширотного Байкало-Ханинского пояса линеаментов. К Селенгино-Витимскому линеаменту приурочены Курбино-Удской (200 × 250 км), Верхневитимский (250 × ×400 км) и Калаканский (200 × 250 км) овалы. Особняком стоят Торо-Жуинская и Чаро-Олекминская кольцевые структуры диаметром 350—400 км, расположенные в пределах западной части Алданского щита.

В Алдано-Амурском районе выявлены [Юшманов, 1979] Олекмо-Тимптонская (диаметр 500 км) и Тимптоно-Учурская (400 × 500 км) кольцевые структуры, на периферии пересекающие друг друга. В рельефе они представлены сложными незамкнутыми, нечетко выраженными кольцевыми горными системами с концентрической и радиально-концентрической морфоструктурой, выделяемыми по отдельным фрагментарным дугообразным

хребтам различного радиуса кривизны с общим центром. Олекмо-Тимптонская горная система изометрична, обладает четкой концентрической морфоструктурой и представлена слабо выраженными хребтами шириной 10—20 км, с радиусом кривизны 100, 150 и 225 км. Ее ядро образует изометричное понижение рельефа диаметром 150 км. Тимптоно-Учурская кольцевая структура резче выражена в рельефе и более сложно устроена. Она вытянута вдоль Тимптоно-Учурского пояса линеаментов и на земной поверхности представлена резко выраженными хребтами шириной 20—60 км, с радиусами кривизны 175, 200 и 250 км. Периферическое горное кольцо окружает понижение размером до 200—250 км в поперечнике, в центре которого располагается Нингамский горный массив размером 60 × 75 км. Обе кольцевые структуры обрезаются с юга Становым поясом линеаментов и в пределах последнего почти не прослеживаются или прослеживаются фрагментарно.

В Нижнем Приамурье отдешифрированы Нижнеамурская (450—500 км) и Шантарская (500 км) кольцевые структуры, пересекающие одна другую и накладывающиеся на северную и северо-восточную части Буреинского овала. Обе структуры располагаются в поле пересечения Верхояно-Уссурийского, Нижнеамурского и Сихотэ-Алинского поясов линеаментов и имеют четкое концентрическое строение, обусловленное чередованием кольцеобразных и дуговых речных долин, хребтов. Шантарская кольцевая структура располагается в приохотской части Приамурья, частично захватывая южную оконечность Западного Приохотья. Она характеризуется полукольцевой формой, поскольку обрезается с северо-востока береговой линией. Геометрический центр структуры располагается в районе Шантарских островов. Гипсометрический уровень земной поверхности в ее пределах понижается к центру. Ядро кольцевой структуры располагается ниже уровня моря, и лишь Шантарские острова приподняты на 300—400 м выше уреза воды. Концентрическая структура Нижнеамурской кольцевой структуры подчеркивается дуговыми участками хребтов Смальского, Чаятын, Пуэр, дуговыми отрезками рек Амура, Амгуни, Бичи и других, контурами береговой линии Охотского моря (в том числе Сахалинского залива и Амурского лимана), очертаниями бортов Эворон-Чукчагирской впадины. Геометрический центр Нижнеамурской кольцевой структуры находится в верховьях рек Харпи, Бичи, Боктор. Наиболее поднятой является западная окраина кольцевой структуры, приуроченная к хребтам Дуссе-Алинь, Баджальскому, Мяо-Чан, наиболее опущенной — центральная кольцевая зона (Эворон-Чукчагирская и Нижнеамурская впадины). Возможно, что окаймленный этими впадинами горный массив является действительным центром Нижнеамурской кольцевой структуры.

В Западном Приохотье выделяются Маймаканская (диаметр 325 км), Кыллахская (диаметр 325 км) и Юдомская (300 × 500 км) кольцевые структуры.

Маймаканская кольцевая структура охватывает восточную часть Алданского щита и располагается в области пересечения Верхояно-Уссурийского пояса линеаментов с Забайкало-Охотским. С запада она обрезается внешним ограничением Тимптоно-Учурской кольцевой структуры, с востока ограничивается Сетте-Дабанским поясом линеаментов. Маймаканская кольцевая структура отчетливо выражена на телефотоснимках и в рельефе системой вложенных один в другой дугообразных отрезков речных долин (реки Алдан, Маймакан, Омня) и отдельных горных хребтов и характеризуется концентрически-спиралевидным строением, которое почти не отражается ее вершинной поверхностью

Кыллахская кольцевая структура приурочена к Сетте-Дабанской зоне линеаментов и представлена только западной половиной. Восточнее этой зоны кольцевая структура практически не выражена. Она характеризуется отчетливым концентрическим строением, обусловленным дугообразными отрезками долин рек Алдана, Амги и их притоков, многочисленными дугообразными уступами и Кыллахским хребтом. Геометрический центр кольцевой структуры располагается в северной половине хребта Сетте-Дабан и приурочен к гидрографическому кольцу диаметром 25 км в среднем течении р. Ханды. Уровень вершинной поверхности в пределах кольцевой структуры понижается с востока на запад и к ее периферии.

Юдомский овал выделен в верхнем течении р. Юдомы [Гришкян, Юшманов, 1977]. Он вытянут вдоль Верхояно-Уссурийского меридионального пояса линеаментов и обрезается с запада Сетте-Дабанской зоной. Характеризуется концентрической спиралевидной морфологической структурой.

В Северном Приохотье отчетливо выявляются семь кольцевых структур этого класса: Нера-Индигирская — 350 × 500 км, Среднеколымская — 200 × 350 км, Омолонская — 300 × 400 км, Ичигемская — 200 × 350 км, Сугойская — 200 × 350 км, Охотская —

275 × 350 и Кулу-Кавинская — 300 × 400 км. Кроме того, фрагменты дуговых линеаментов большого радиуса кривизны отмечаются и в других местах, что позволяет предполагать существование еще не выявленных объектов этого типа.

Нера-Индигирский овал приурочен к южной окраине Мома-Индигирского пояса линеаментов, к Верхнеиндигирской зоне (на пересечении ее с Охотской), по которой проходит его длинная ось. Северная и южная стороны овала обрезаны линеаментами пояса. Лучше дешифрируются западная и северная половины овала. Наиболее четко вырисовывается его ядро (125 × 200 км), оконтуриваемое полностью дугообразными отрезками рек Индигирки, Неры, Тымтея и включающее хребет Таас-Кыстабыт и Тарынский блок. Омолонская кольцевая структура имеет концентрическое вихреподобное строение. Среднеколымская кольцевая структура представлена полукольцом. Ичигемская и Сугойская кольцевые структуры частично обрезаны береговой линией залива Шелихова. Охотский и Кулу-Кавинский овалы, расположенные на северном побережье Охотского моря, характеризуются четкой концентрической структурой и вытянуты вдоль северного продолжения Западно-Охотской зоны линеаментов и вдоль Северо-Охотской зоны.

Особенностью крупных кольцевых структур Приохотья является сложное строение их ядерных частей, в которых нередко выделяется несколько интерферирующих кольцевых объектов более высоких рангов. Концентрическое строение кольцевых структур выявляется по отдельным дуговым линеаментам одинаковой кривизны, которые в большинстве случаев не замкнуты, а местами образуют спиралевидную или вихреподобную структуру (Юдомская, Омолонская и некоторые другие кольцевые структуры).

Все кольцевые структуры приурочены к крупным линеаментным зонам или линеаментам и располагаются на пересечении их с другими зонами и линеаментами.

На Камчатке выделяются две кольцевые структуры этого класса. Одна из них — Восточно-Камчатская представлена небольшим фрагментом, оконтуренным дуговым линеаментом, который прослеживается от Камчатского залива в Авачинский залив. Центром этой структуры служит Кроноцкий залив. Размеры Восточно-Камчатской кольцевой структуры можно оценить в 500 км (если она изометрична). Другая, Западно-Камчатская, кольцевая структура диаметром до 300 км располагается в пределах Поперечно-Камчатского пояса линеаментов. Она отчетливо видна на снимках и имеет концентрическое вихреподобное строение, обусловленное соответствующим рисунком речной сети. С запада кольцевая структура обрезается береговой линией, с востока — Срединно-Камчатской зоной линеаментов. С юга она ограничена дуговым линеаментом по р. Иче, с севера — северо-западным линеаментом по р. Тигиль. Центр Западно-Камчатской кольцевой структуры приурочен к пересечению северо-западного и северо-восточного линеаментов.

Вопрос о геологической природе кольцевых структур этого класса является очень сложным и малоизученным. Большинство из них в той или иной степени отражено в геофизических полях. Геологическое строение их гетерогенно. Многие из них имеют древнее (архейско-протерозойское) заложение. Так, все четыре кольцевые структуры Алданского щита — Чаро-Олекминская, Олекмо-Тимптонская, Тимптоно-Учурская, Маймаканская — приурочены к его четырем широко известным [Фрумкин, Нужнов, 1968] мегаблокам — Олекминскому, Иенгрскому, Тимптоно-Учурскому и Маймаканскому — и отражают архейские ядра консолидации, неоднократно активизировавшиеся в последующие тектонические эпохи. Все эти кольцевые структуры контролируют распределение мезозойских щелочных интрузий, а Маймаканская — определяет и локализацию протерозойских щелочных ультраосновных пород. Интенсивную активизацию в позднем архее — протерозое пережила и Чаро-Олекминская кольцевая структура.

Омолонская и Среднеколымская кольцевые структуры приурочены к Омолонскому срединному массиву, а Охотская — к Охотскому, что также указывает на их древнее происхождение. Забайкальские кольцевые структуры (Патомская, Витимская) отражают строение протерозойских складчатых комплексов и палеозойских гранитоидных массивов (Мамаканский). Нижнеамурская и Шантарская кольцевые структуры заложились в мезозое и имеют магматогенное происхождение. Так же сформировались некоторые кольцевые структуры Приохотья и Камчатки. Происхождение части кольцевых структур (Кыллахская, Верхнеиндигирская) пока не ясно. Вихреподобные кольцевые структуры или отражают вращательные движения воздымающихся магматических масс, или связаны со сдвиговыми перемещениями блоков. Так объясняют некоторые исследователи [Шарапов и др., 1980] строение Западно-Камчатской кольцевой структуры.

Четвертый класс представлен кольцевыми структурами средних размеров (100—200 км), в основном изометричных, реже овальных. Число их достигает многих десятков или даже первых сотен. Они характеризуются четким концентрическим и радиально-концентрическим, иногда концентрически-вихреподобным строением и обычно хорошо выражены в рельефе в виде куполовидных или кольцевых поднятий. Они осложняют более крупные кольцевые структуры, располагаясь в их центральной части и на периферии, а также контролируются линейными зонами и поясами линеаментов. Кольцевые структуры данного класса нередко хорошо выражены в геофизических полях в виде изометричных или дуговых аномалий. Происхождение большинства структур этого типа, по-видимому, магматогенное. На это указывает приуроченность массивов гранитоидов различного возраста (от протерозойских до мезозойских) к ядерным частям кольцевых структур, а также интенсивное развитие кольцевых структур этого класса (в большинстве случаев обрезанных береговой линией) в пределах Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов. Их типичным представителем является Центрально-Алданская кольцевая структура (до 100 км в поперечнике), контролирующая мезозойский магматизм и оруденение Центрально-Алданского района.

В Забайкальском районе отмечаются случаи размещения полуколец кольцевых структур по разным берегам оз. Байкал. Создается впечатление, что единые раньше кольцевые структуры были разорваны на две половины в результате раздвиговых тектонических процессов, сформировавших в кайнозое впадину оз. Байкал.

Пятый класс является наиболее многочисленным и охватывает многие сотни кольцевых структур размером 10—60 км в поперечнике, из которых на схеме показаны лишь некоторые. В большинстве случаев они имеют изометричную, реже овальную форму, нередко хорошо выражены в рельефе как куполовидные или кольцевые поднятия. Однако для многих из этих кольцевых структур вершинная поверхность совершенно не согласуется с их внутренним строением, обычно очень простым. Его элементами являются один внешний обвод, состоящий из участков речных долин и уступов, проходящих у подножия изометричного поднятия, или два-три таких кольцевых морфотектонических элемента. Центральное кольцо нередко ограничивает понижение в рельефе. Подобные образования наиболее характерны для южной части Станового поднятия, вызывая четко видимую на снимках «ячеистую» структуру земной поверхности, обусловленную множеством тесно расположенных (по принципу плотнейшей упаковки) и нередко пересекающихся кольцевых структур размером 20—75 км. Центральная часть большинства из них представлена округлыми понижениями рельефа. Широко развиты они и в других районах, где осложняют строение более крупных кольцевых структур. На Алданском щите объекты этого класса контролируют мезозойские и протерозойские интрузии центрального типа [Юшманов, 1975]. С этими кольцевыми структурами непосредственно связано размещение рудных районов и узлов.

Полуостров Камчатка [1] — эта область справедливо считается эталонной при анализе взаимодействия континентальных и океанических блоков земной коры. Именно здесь поставлены задачи тепловой ИК-съемки вулканических районов, детального и регионального дешифрирования линеаментов, изучения вулкано-тектонических круговых структур и глубинного строения региона [Геологическое..., 1978], поэтому дешифрированию структуры Камчатки посвящен специальный раздел.

Современная структура Камчатки начала формироваться в неогене, но район не вступил еще в стадию позднего орогенеза, интенсивно развивается и поэтому весьма дифференцирован на космических изображениях (рис. 98). Наиболее общей и заметной особенностью Камчатки является ее «полосчатое» строение, обусловленное чередованием вытянутых на северо-северо-восток структурно-фациальных зон, разделенных крупными нарушениями, что проявилось на телевизионных изображениях в виде чередования белых и темных полос.

Поднятие Срединного хребта на западе постепенно погружается под Охотское море. Оно сложено вулканогенно-осадочными породами мелового и третичного возраста, а также включает блок древних метаморфических пород (Малкинский свод), который с севера отсечен «шовной зоной». К сводовой части хребта приурочена зона растяжения, где образовался ряд грабенов, около которых возникли вулканы, дешифрируемые как линейно вытянутые цепочки внутреннего вулканического пояса.

Центрально-Камчатская депрессия является структурой современного прогибания, в центре которой находится одна из крупнейших в мире Ключевская группа вулканов.

---

[1] Раздел написан И. В. Флоренским и П. В. Флоренским.

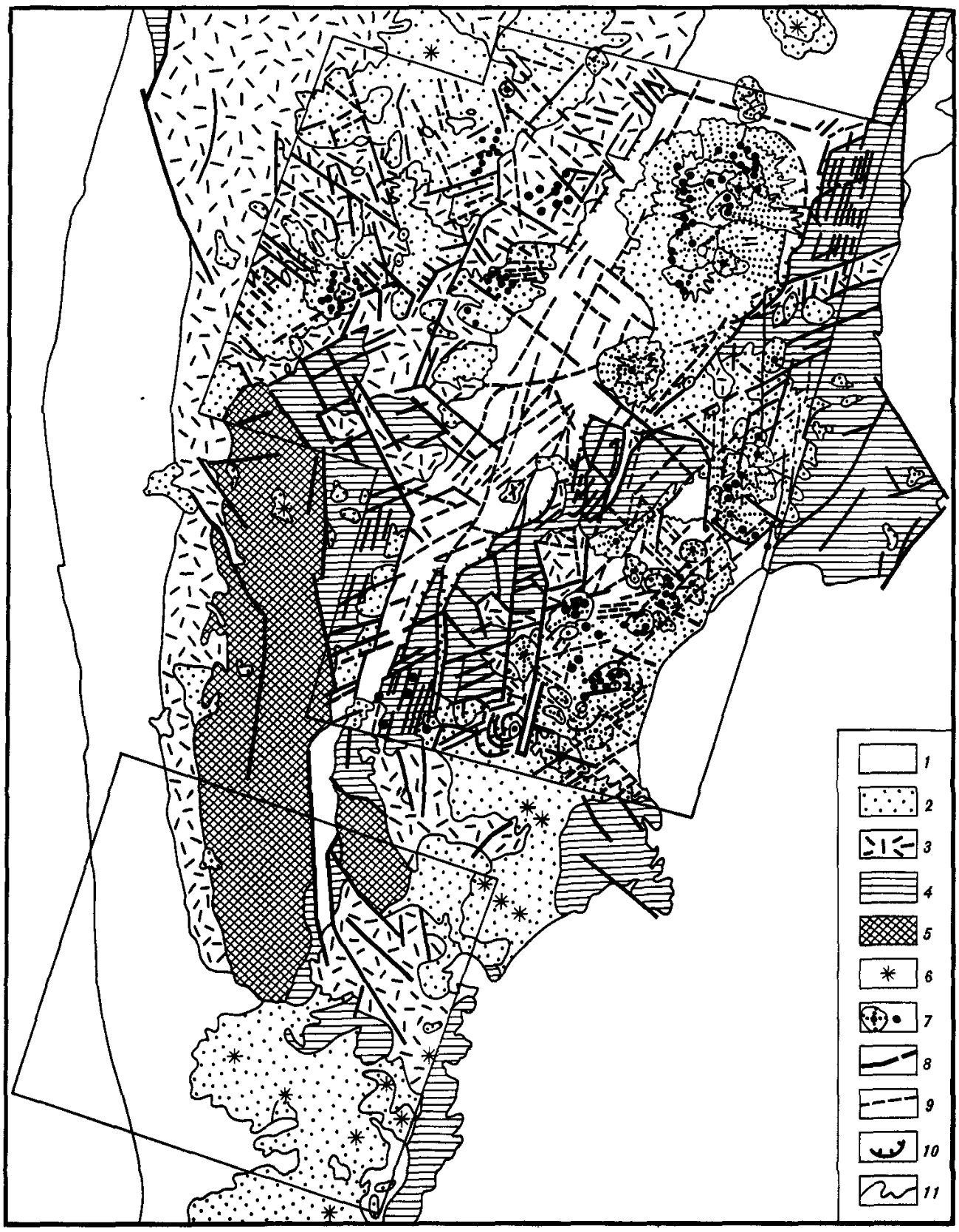


Рис. 98. Схема геологического строения Камчатки, дополненная результатами дешифрирования космических снимков, полученных с космических аппаратов «Метеор», «Ландсэт-1» и «Салют-4». По И. В. Флоренскому, П. В. Флоренскому [1976]

1—5 — отложения: *1* — четвертичные рыхлые, *2* — четвертичные вулканогенные, *3* — третичные вулканогенные, *4* — меловые и третичные дислоцированные, *5* — домеловые дислоцированные; *6* — вулканы; *7* — шлаковые конусы и одноактные вулканы; *8, 9* — разломы: *8* — хорошо выраженные в рельефе и геологической структуре, *9* — плохо дешифрируемые; *10* — сбросы; *11* — дешифрируемые геологические и литолого-фациальные границы

Помимо ограничивающих ее северо-восточных разрывов, здесь дешифрируются два крупных северо-западных нарушения, находящиеся к юго-востоку и северу от вулкана Николка. По элементам ориентировки современного рельефа их можно отнести к правосторонним сдвигам. Эти разломы прослеживаются и дальше. С востока Центрально-Камчатская депрессия ограничена зоной взбросов. Видно, как по серии нарушений, пересекающих эту зону с востока на запад и срезающих ее, произошли правосторонние сдвиги, усложнившие передовой фас Восточно-Камчатских хребтов и определившие в плане его ступенеобразную границу.

Восточная Камчатка (хребты Валагинский, Тумрок, Кумроч) сложена геосинклинальными формациями в основном третичного возраста. К западной ее части приурочены

линзы палеовулканов, заметные на изображениях, так как они, образуя более жесткие блоки среди плотных пород, интенсивно воздымаются.

Внешний, восточный, пояс современного вулканизма выделяется заснеженными вулканами. Меньшая насыщенность дешифрируемыми разломами объясняется тем, что здесь линеаменты перекрыты вулканогенными осадками. Однако, например, в районе Камчатского залива выделяется несколько систем линеаментов. Определяющее значение для положения здесь вулкано-тектонических структур имеют места пересечения северо-восточной линеаментной зоны с северо-западными и субширотными разломами. Кольцевые структуры связаны в основном с вулканическими аппаратами и крупными вулкано-тектоническими структурами, наиболее крупными из которых являются Гейзерный Узон и Малый Узон, а также Мутновский вулкан [И. В. Флоренский, П. В. Флоренский, 1976; Апрелков, Ежов, 1978].

На востоке Камчатка ограничена зоной нарушений, которые выражены на Камчатском полуострове линейно вытянутыми ультраосновными интрузиями, на Кроноцком полуострове — зоной чешуйчатых надвигов, а на Шипунском — перепадами рельефа. Судя по данным геофизики и батиметрическим исследованиям, система этих нарушений продолжается далее на юго-запад, определяя прямолинейное строение берега.

Таким образом, анализируя комплекс космических изображений Камчатки, удалось получить новые сведения, выделить парагенезы структур, определить их относительный возраст, значимость для региона, отдешифрировать сопряженные линейно вытянутые зоны северо-восточного простирания, в отдельных участках — второстепенные разрывы северо-западного и субмеридионального простираний; установить, что современные вулканы и состоящие из них вулканические пояса вытягиваются в линейно вытянутые северо-восточные зоны, выражающиеся как «структуры растяжения», отличающиеся повышенной проницаемостью системы разрывных нарушений.

Глава 22

ЛИНЕЙНЫЕ И КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Из результатов космических съемок, используемых в геологических целях, особенно ценны мелкомасштабные космические снимки. Необходимость использования материалов дешифрирования таких снимков очевидна при изучении протяженных зон сквозных разломов фундамента и орогенных сводовых и мегаконцентрических структур, элементы внутреннего строения которых при наземных исследованиях очень трудно зафиксировать. В то же время, как показывают металлогенические исследования последних лет, такие структуры играют чрезвычайно важную роль в локализации и концентрации оруденения [Томсон и др., 1977; Кравцов и др., 1980].

Предлагаемая ниже характеристика линейных и концентрических структур Верхояно-Колымской складчатой области основана на результатах дешифрирования именно мелкомасштабных космических телевизионных снимков юго-западной части территории Северо-Востока СССР, включающей бассейны верхних течений рек Индигирки, Колымы и Юдомы (рис. 99). Были использованы телевизионные снимки малого разрешения в спектральном диапазоне 0,5—1,0 мкм, получение со спутников «Метеор-18, -25, -29».

Рассматриваемая территория охватывает бóльшую часть Яно-Колымской мезозойской складчатой области, Охотский массив, окраинные восточные структуры Сибирской платформы, охотскую часть Охотско-Чукотского вулканического пояса и юго-западную часть Колымского срединного массива (эвгеосинклинальной области по С. М. Тильману и др. [1977]). В палеозойско-мезозойской истории развития региона выделяются три основных этапа: допозднепалеозойский эпикратонный, позднепалеозойско-мезозойский геосинклинальный и позднемезозойский послегеосинклинальный, или орогенный. С геосинклинальным и орогенным этапами развития региона были связаны интенсивная магматическая деятельность и формирование месторождений различных полезных ископаемых. В орогенный этап проходило также дальнейшее развитие трансрегиональных систем разломов и возникали разномасштабные, наложенные на складчатость концентрические структуры, которые играли ведущую роль в локализации как магматических образований, так и оруденения.

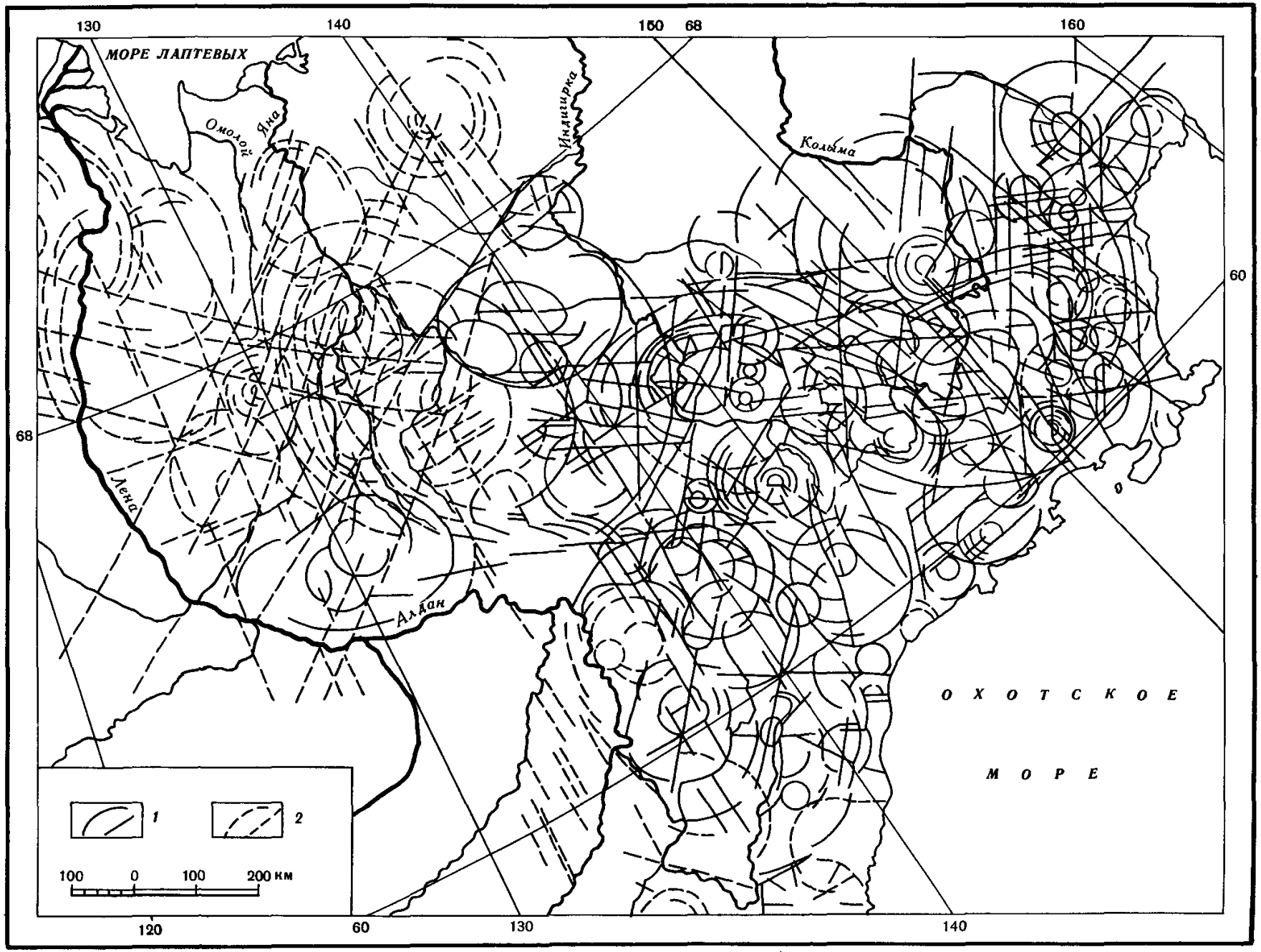


Рис. 99. Схема дуговых и линейных разломов Верхояно-Колымского региона

Дуговые и линейные разломы: *1* — отдешифрированные по космическим телевизионным снимкам, *2* — выявленные по геолого-геофизическим и геоморфологическим данным

Системы нарушений двух типов — линейные и концентрические, унаследованно развивавшиеся и в более поздние этапы, устанавливаются при дешифрировании мелкомасштабных космических телевизионных снимков.

К первому типу разрывных нарушений, дешифрирующихся на космических телевизионных снимках, относятся протяженные сквозные системы линейных разломов северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений. В подавляющем большинстве случаев разломы, входящие в эти системы, хорошо коррелируются с разломами, выявленными при геологическом картировании.

Северо-западные разломы в Верхояно-Колымском регионе образуют три крупнейшие параллельные системы, протягивающиеся на значительные расстояния. Каждая из них состоит из серии сближенных протяженных, кулисообразно расположенных нарушений. В совокупности эти разломы образуют единую мощную зону повышенной проницаемости, связанную с развитием крупного блока земной коры, вытянутого в северо-западном направлении и охватывающего территорию бассейнов верхних течений Колымы, Индигирки и Яны. В пределах этого Верхояно-Колымского блока сконцентрирована основная масса интрузивов колымских гранитоидов и малых интрузий различного состава, а также оруденения кварцевого и силикатно-сульфидного типов.

Протяженность Верхояно-Колымского блока составляет 1400 км при ширине 300 км. В плане он имеет прямолинейные очертания и достаточно четкие дизъюнктивные границы. Верхояно-Колымский блок с северо-востока ограничен мощной системой разрывных нарушений северо-западного простирания — системой Черского, которая приурочена к зоне сочленения области мезозоид и Колымского срединного массива. Эта система разломов протягивается из верховьев рек Сугой и Балыгычан (правых притоков Колымы) через верховья рек Ясачной и Россохи в бассейны притоков Индигирки — рек Эрикит и Чибагалах. Далее на северо-запад разломы этой системы продолжаются в бассейн верхнего течения Яны. Вторая система северо-западных нарушений — Брюнгадэ-Омчакская является юго-западной границей блока и прослеживается с юго-востока на северо-запад из истоков рек Яма и Армань через верховья рек Кулу и Аян-Юрях в истоки Индигирки и ее левого притока Эльги.

Третья система северо-западных разломов — Адыча-Дебинская прослеживается в пределах самого Верхояно-Колымского блока от междуречья Буюнды и Тахтоямы через верховья рек Дебин, Берелех и долину р. Неры на северо-запад, в истоки р. Ольчан и в верховья р. Адычи. Совместно с Брюнгадэ-Омчакскими разломами она образует более крупную диагонально-лестничную систему, в которой оперяющими являются такие известные разломы северо-западного простирания, как Тарыно-Эльгинский, Мугурдах-Селериканский (в верховьях Индигирки) и Аян-Юряхский (в верховьях Колымы). Геофизические данные показывают, что перечисленные три эшелонированные системы разломов протягиваются далеко на северо-запад, пересекая структуры Верхоянского мегантиклинория, Приверхоянского краевого прогиба и Анабарского массива.

Юго-западнее Брюнгадэ-Омчакских разломов в том же северо-западном направлении прослеживается еще одна аналогичная система нарушений. От истоков р. Тыры она протягивается через хребет Сетте-Дабан на правобережье р. Алдан вдоль подножия южной части Западно-Верхоянского хребта. В юго-восточном направлении она, вероятно, выходит к Амахтонскому заливу, ограничивая с северо-востока Охотский массив.

Группа сквозных линейных разломов северо-восточного простирания в бассейнах верхних течений Индигирки и Колымы образует три системы — Верхнеиндигирскую, Верхнеколымскую и Армано-Сугойскую. Первая из них, пересекая верховья Индигирки, простирается от истоков рек Тыра, Сунтар и Кобюме в бассейн р. Момы. В ее состав входит и известный Эргеляхский разлом, который прослеживается на междуречье Индигирки и Неры и, судя по космическим снимкам, тянется далее на северо-восток, в верховья Момы. В юго-западном направлении разломы Верхнеиндигирской системы протягиваются на значительные расстояния в пределы Алданского выступа Сибирской платформы, пересекая, судя по геофизическим данным, структуры Сетте-Дабана.

Вторая протяженная система разломов северо-восточного простирания — Верхнеколымская прослеживается по отдельным ее фрагментам, выявленным на космических телевизионных снимках, и по закартированным геологической съемкой разломам в верховьях рек Кулу и Иня (в юго-западной части системы) и в среднем течении Колымы (в северо-восточной части). К одному из таких разломов приурочена долина р. Коркодон в нижнем течении. Вероятно, на юго-западе, в пределах Южно-Верхоянского синклинория, к этой системе относятся протяженные разломы северо-восточного простирания в верховьях рек Юдомы, Маи, и Ульи.

Третья, Армано-Сугойская система нарушений северо-восточного простирания прослеживается в юго-восточной части Яно-Колымского блока из истоков рек Боханча и Армань на юго-западе в бассейн верхнего течения р. Сугой на северо-востоке. Разломы, входящие в эту систему, дешифрируются на космических снимках и закартированы геологической съемкой.

Перечисленные системы разломов северо-восточного простирания являются трансрегиональными и оказывают определенное влияние на особенности геологического строения территории. Секущий характер по отношению к складчатым мезозоидам позволяет отнести эти системы к категории поперечных структур, известных в верховьях Яны.

К третьей группе сквозных линейных разрывных нарушений, которые дешифрируются на космических телевизионных снимках, относятся субмеридиональные разломы. В бассейнах верховьев Индигирки и Колымы некоторые из них были известны и ранее. Это Сетте-Дабанские, Прииндигирский, Омсукчанский, Коркодон-Наяханский и другие разломы. Дешифрирование космических снимков, дополненное геологическими и геоморфологическими признаками, позволяет выделить на этой территории еще ряд субмеридиональных разломов. В совокупности с известными ранее они образуют единую субмеридиональную систему в пределах Индигиро-Колымского региона. Субмеридиональные разломы достаточно четко прослеживаются на сотни километров. Самый западный из них, Юдомо-Адычанский, проявляется на космических снимках в виде единой зоны, вытянутой более чем на 800 км от верховьев Юдомы и Аллах-Юня через истоки рек Томпо и Эльга к верховьям Адычи и Чарки. В пределах Южно-Верхоянского синклинория зона протягивается параллельно разломам Сетте-Дабанского антиклинория. В эту систему входит также протяженная зона Армано-Ясачинского сквозного разлома, которая на космических снимках прослеживается с юга на север от верховьев р. Армань через приустьевые части долин рек Дебин и Таскан в междуречье Колымы и Ясачной. Зона имеет длину около 600 км и состоит из нескольких прямолинейных параллельных или кулисообразно расположенных разрывных нарушений. Восточнее этой зоны на космических снимках дешифрируется еще один субмеридиональный разлом — Буюндинский, который протягивается от верховьев р. Ямы через меридиональный отрезок долины р. Буюнды в бассейн р. Суксукан. Он располагается между Армано-Ясачинским и Омсукчанским разломами и ограничивает с востока широтно ориентированное Оротуканское поднятие.

Заканчивая характеристику основных систем линейных разрывных дислокаций Индигиро-Колымского региона, отметим, что в Охотской ветви Охотско-Чукотского вулканического пояса на телевизионных космических снимках дешифрируются широтные нарушения, и среди них — отчетливо выраженный Челомджа-Ямский глубинный разлом.

Вторым типом разрывных дислокаций, которые дешифрируются на космических телевизионных снимках в пределах Индигиро-Колымского региона и Южного Верхоянья, являются дуговые и концентрические нарушения. Опыт исследований в других регионах показывает, что такие нарушения представляют собой закономерно развивающуюся систему внутренних дислокаций сводовых, мегаконцентрических и очаговых структур, которые с радиальными нарушениями того же порядка определяют сложное блоковое расчленение последних.

При дешифрировании космических телевизионных снимков Верхояно-Колымского региона в верховьях Индигирки, Колымы, Юдомы и Маи выявлены системы дуговых и концентрических разломов, которые относятся к концентрическим структурам разных размеров. Наиболее крупной из них является изометричная Колымская мегаконцентрическая структура I порядка, которая охватывает весь бассейн Колымы. Впервые она была выделена А. И. Садовским и др. На востоке граница структуры проходит по долине р. Коркодон, затем в устье р. Вилиги выходит к побережью залива Шелихова; на юге она, срезаясь Челомджа-Ямским широтным разломом, пересекает бассейн Ямы, Армани, Яны, Челомджи и выходит на западе на правобережье верховьев Индигирки; на севере граница пересекает долину Колымы ниже пос. Зырянка. Диаметр Колымской мегаконцентрической структуры достигает 650—680 км. Образование структуры, несомненно, оказало большое влияние на размещение полей вулканитов Охотско-Чукотского вулканического пояса, которые обрамляют ее с востока, юга и запада.

К мегаконцентрическим структурам II порядка, установленным по космическим телевизионным снимкам в Верхояно-Колымском регионе, относятся Верхнеиндигирская, Верхнеколымская, Ясачнинская и Южно-Верхоянская. Первые две из них расположены в пределах Верхояно-Колымского блока. Верхнеиндигирская мегаконцентрическая структура располагается на территории бассейна верхнего течения Индигирки. Протяженность ее превышает 450 км, а в поперечнике она достигает 300 км. В плане структура

асимметрична, на юго-юго-западе она обрезана Брюнгадэ-Омчакской системой северо-западных разломов и осложнена Куйдусунской кольцевой вулкано-тектонической структурой. Во внутренних частях структуры отчетливо выделяются три субпараллельные системы дуговых разломов. Радиальная система внутренних дислокаций дешифрируется хуже. По характеру современного рельефа Верхнеиндигирская мегаконцентрическая структура не относится к типичным сводовым поднятиям. Для горного рельефа территории верховьев Индигирки характерна ярусность с повышением гипсометрического уровня вершинной поверхности от ядра структуры к ее северной периферии.

Концентрическое строение Верхнеиндигирской мегаструктуры находит закономерное отражение в поле силы тяжести, которое имеет в бассейне верховьев Индигирки зональный характер.

Верхнеколымская мегаконцентрическая структура охватывает бо́льшую часть бассейна верхнего течения Колымы. Ее длина 450 км, ширина 250 км. В плане структура также несколько асимметрична за счет северо-восточного крыла, которое с одной стороны срезается северо-западными разломами системы Черского, ограничивающими Верхояно-Колымский блок, а с другой — осложняется сочленением и перекрытием с Ясачнинской мегакольцевой структурой. Верхнеколымская мегаконцентрическая структура по характеру выражения в современном рельефе относится к типу сводовых структур; ее центральная часть приподнята относительно периферической. Из внутренних разрывных дислокаций структуры при дешифрировании космических телевизионных снимков были выявлены только дуговые разломы. Тем не менее некоторые из закартированных геологической съемкой нарушений, а также радиальная по отношению к центральной части свода ориентировка ряда речных долин позволяет говорить о существовании здесь и радиальных внутренних дислокаций.

Ясачнинская мегаструктура охватывает северную часть Колымской структуры I порядка. Она имеет в плане изометричную форму и диаметр около 350 км. На космических телевизионных снимках отчетливо дешифрируются дуговые разломы, которые совместно с закартированными геологической съемкой составляют единую концентрическую систему внутренних дислокаций структуры.

Следующей структурой II порядка в рассматриваемом регионе является Южно-Верхоянский свод. Он отчетливо дешифрируется на космических телевизионных снимках по системе протяженных дуговых разломов, которые прослеживаются в бассейнах средних и верхних течений Ульи, Маи, Юдомы, Аллах-Юня, Тыры и Агаякана. Контуры этой структры были намечены ранее В. Н. Брюхановым и др. [1977], а принадлежность ее к поднятиям установлена А. И. Садовским и др. Южно-Верхоянский свод был сформирован в пределах одноименного синклинория и структур его обрамления. В плане он представляет собой ориентированный в субмеридиональном направлении овал, длина которого достигает 550 км, ширина — 200 км. На западе свод ограничен системой субмеридиональных Сетте-Дабанских разломов.

Верхнеянскую мегаконцентрическую структуру, располагающуюся в северо-западной части Верхояно-Колымского блока повышенной проницаемости, мы, не имея космических снимков, выделили по геологическим и морфоструктурным признакам. Структура имеет почти изометричную форму и достигает в поперечнике 500 км.

Мегаконцентрические структуры Верхояно-Колымского региона, их концентрические и радиальные внутренние дислокации оказывают существенное влияние на размещение магматических образований и оруденения. Среди интрузивных образований наиболее четко внутренними дислокациями контролируется положение свит даек, широко распространенных здесь. Последние образуют дугообазные (концентрические) зоны и поперечные к ним пояса радиальной системы. Элементы внутреннего строения мегаструктур влияют и на положение крупных гранитоидных интрузивов. Положение металлоносных зон также определяется их внутренними дислокациями. В Верхнеиндигирской и Верхнеянской структурах наиболее ярко представлены дуговые и радиальные рудные зоны; в Верхнеколымском своде основное влияние на размещение рудных зон имеют дуговые разрывные дислокации и купольные поднятия.

Помимо мегаконцентрических структур, на космических телевизионных снимках региона дешифрируются кольцевые структуры меньших масштабов. По размерам их можно объединить в две группы: первая — с диаметром до 200 км и вторая — 100 км и меньше. К первой группе относятся Куйдусунская, Верхнеаллах-Юньская, Верхнемайская, Охотская, Челомджанская, Верхнекоркодонская. В некоторых из них достаточно отчетливо дешифрируются внутренние дуговые и радиальные дислокации.

Кольцевые структуры второй группы были выявлены нами в основном в пределах

Верхнеиндигирской и Верхнеколымской мегаструктур. Одна из них — Верхнетарынская по характеру современного рельефа представляет собой купол. Она располагается в центральной части Верхнеиндигирской мегаструктуры, имеет близкую к изометричной форму и достигает 110 км в поперечнике. В центральной части структуры располагается Тарынский субвулкан. В пределах Верхнетарынского купола дешифрируются две более мелкие кольцевые структуры, достигающие в поперечнике 50 км. Другой купольной структурой, хорошо дешифрируемой на космических телевизионных снимках, является Сунтарская, располагающаяся между реками Сунтар и Агаякан. Наиболее высокогорной является ее юго-западная часть, входящая в состав хребта Сунтар-Хаята. Западный, северный и восточный фланги купола отличаются меньшими высотами, а центр опущен еще ниже и ограничен дуговыми разломами.

Значительно большее количество кольцевых структур, относящихся ко второй группе, удается установить в пределах Верхнеколымского мегасвода. При этом подавляющее большинство купольных поднятий располагается в периферической зоне мегаструктуры. Это Арманская, Буюндинская, Сеймчанская и другие структуры.

Как правило, кольцевые структуры диаметром меньше 200 км в Верхояно-Колымском регионе контролируют рудные районы и узлы, положение которых во многом определяется внутренними радиально-концентрическими дислокациями структур.

Глава 23

ПЛАНЕТАРНЫЕ ЛИНЕЙНЫЕ ОБЪЕКТЫ И ИХ ИЕРАРХИЯ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМ, ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ И КОСМОСЪЕМОЧНЫМ ДАННЫМ ВЫСОКИХ УРОВНЕЙ ГЕНЕРАЛИЗАЦИИ

Геологическая интерпрета́ция линеаментов, дешифрируемых на космических снимках разного разрешения, сопряжена с необходимостью их ранжирования (классификации). Последнее требует строгого определения объекта (региона), по отношению к которому рассматриваются линеаменты. В самом общем виде можно выделить не менее трех возможных уровней проявления линеаментов, соответствующих трем взаимосвязанным и взаимодействующим системам планетарного масштаба. Это тектоносфера в целом, построенная из элементов (объектов), различающихся на уровне верхней мантии, например из конвекционных ячей (I); система плитной структуры, построенная из объектов — плит, различающихся на уровне литосферы или астеносферы (II); система геотектур, построенная из объектов — континентов и океанов, различающихся на уровне коры — континентальной или океанической (III). В современной структуре Земли, запечатленной в рельефе ее поверхности, должны адекватно отразиться как собственная структура этих систем, так и объекты, возникшие в процессе взаимодействия целых систем или их элементов и образующие на первый взгляд хаос форм, трудно поддающихся расчленению. Выделение линейных объектов, принадлежащих к той или иной системе, возможно, если использовать «фильтрацию», основанную на выборе определенной системы наблюдений.

Очевидно, что по отношению к элементам систем II и III линейные объекты могут занимать в плане два основных возможных положения — транзитное (в том числе пограничное) и внутреннее, определяющее черты внутренней упорядоченности структуры элемента системы. В отношении системы I транзитность линеаментов, по-видимому, должна определяться их относительно непрерывным прослеживанием от полюса до полюса, вдоль широтного круга или в другом направлении, независимо от границ плит или их группировок. С таких, наиболее протяженных, целесообразно начинать ранжирование линейных объектов.

Однако такие объекты не прослеживаются непрерывно даже на космических снимках глобальных уровней генерализации, поскольку фотографированию из космоса доступно менее 30% поверхности Земли, остальные скрыто водой и облаками. Поэтому для трассирования линеаментов через границу суша—море и континентальный склон специалисты вынуждены стыковать результаты анализа различных материалов: для суши — космических снимков, для морского дна — топографических карт Это нарушает единство картируемых свойств объектов. Отсюда вытекает необходимость признать наиболее общим критерием, на основе которого можно построить классификацию крупнейших

линеаментов, их отношение к глобальному рельефу и к данным спутниковой гравиметрии как к свойствам Земли, наиболее непрерывно и равноценно наблюдаемым в мелких масштабах. Эти материалы приняты нами в качестве основы для анализа размещения крупнейших линейных объектов западного сектора восточного полушария.

Научно-методической базой для выявления и картирования планетарных линеаментов приняты представления о регматической сети и ее возможных элементах, таких, как линии Шатского, Николаева, Тейссера—Торнквиста, Урало-Оманский линеамент и другие, а также данные о вероятном распределении глобальных напряжений [Долицкий, Кийко, 1963; Стовас, 1963; Долицкий, 1978], с которыми согласуется регматическая сеть. Эти представления позволяют изучить качественное распределение глобального рельефа и гравитационных аномалий по отношению к пространственной системе наблюдения, образованной сеткой параллелей, меридианов и диагоналей через узлы их пересечения.

Основным картируемым объектом был избран линейный объект, под которым понимались: а) протяженные прямолинейные или дугообразные зоны скачкообразного изменения свойств земной поверхности (ландшафтных, топографических, геологических, оптических и др.) или физических полей; б) прямолинейные (дугообразные) границы между объектами земной поверхности (ее изображения) или геофизического поля, отличающимися друг от друга типом объемной упорядоченности внутренней структуры — геоморфологической, геологической, геофизической, фототональной и др. Последнее определение подразумевает наличие дополнительного картируемого объекта — площадного, т. е. области, отличающейся от других определенным типом упорядоченности внутренней структуры.

Элементы планетарной упорядоченности, закономерности развития форм рельефа и геологической структуры, в том числе линейной зональности и линейных форм (разломов, линеаментов), известны давно. Достаточно вспомнить наблюдения В. Хоббса [Hobbs, 1904, 1911], «зоны эпирогенетических движений» Земли Б. Л. Личкова [1927], ортогональную систему морских поясов земного шара Д. Г. Панова [1966] или меридиональные и широтные «орографические волны» Ю. А. Мещерякова [1972]. Приведем некоторые дополнительные данные и представления, которые непосредственно связаны с космическими методами исследований и могут пролить свет на целый ряд отмеченных в предшествующих главах закономерностей развития линеаментов.

Геоморфологическое отражение планетарных линейных поясов. Качественный анализ приращений относительных высот рельефа суши и дна океанов восточного полушария вдоль параллелей и меридианов (анизотропное преобразование), а также изучение типов упорядоченности элементов горизонтального расчленения рельефа позволяют обнаружить ряд закономерно ориентированных относительно оси вращения планеты глобальных валов и депрессий, образующих протяженные пояса, а также разнопорядковые линеаменты и линеаментные зоны.

В плане меридиональной упорядоченности форм рельефа планеты к числу поясов I ранга отнесены субмеридиональные мегавалы Афро-Европейский (без Западной Африки), Австрало-Восточно-Сибирский (без Восточной Австралии и Северо-Востока Евразии) и разделяющая их мегадепрессия — Индоокеанско-Западно-Сибирская, осложненная внутренним валом II ранга — Индо-Ямальским (рис. 100, *А*).

Пояса I ранга построены из чередующихся валов и депрессий II ранга и «гаснут» к северу от зоны Северного полярного круга. В пределах мегавалов наибольшая площадь занята относительно положительными формами мега- и макрорельефа — высокими равнинами, плоскогорьями, горными областями, а понижения между ними чаще всего имеют щелевидный облик как на суше, так и в подводном рельефе. Это видно на примере соотношения площадей, занятых долинами и возвышенностями в Центральной, Восточной и Южной Африке, Центральной Европе и в западной части Индийского океана (Сомалийская котловина, Мозамбикский пролив) В Индоокеанско-Западно-Сибирской мегадепрессии, между 60 и 90—100° в. д., наоборот, преобладают относительно отрицательные формы мега- и макрорельефа — низменности, равнины, широчайшие речные долины-впадины, обширные абиссальные котловины океана, тогда как относительно положительные формы нередко имеют гребневидное сечение (меридиональные хребты Индийского океана, Уральский хребет, Ямало-Казахстанский фрагмент Индо-Ямальского пояса, Сахалинско-Западно-Австралийский вал в зоне 140-го меридиана).

В плане широтной и диагональной упорядоченности форм рельефа (см. рис. 100, *Б, В*) субмеридиональные пояса I ранга осложнены широтной областью концентрации относительно положительного макрорельефа (см. рис. 100, *Б*) в интервале 30—50° с. ш. к западу от меридиональной зоны 85—90° (100°) в. д. и в интер-

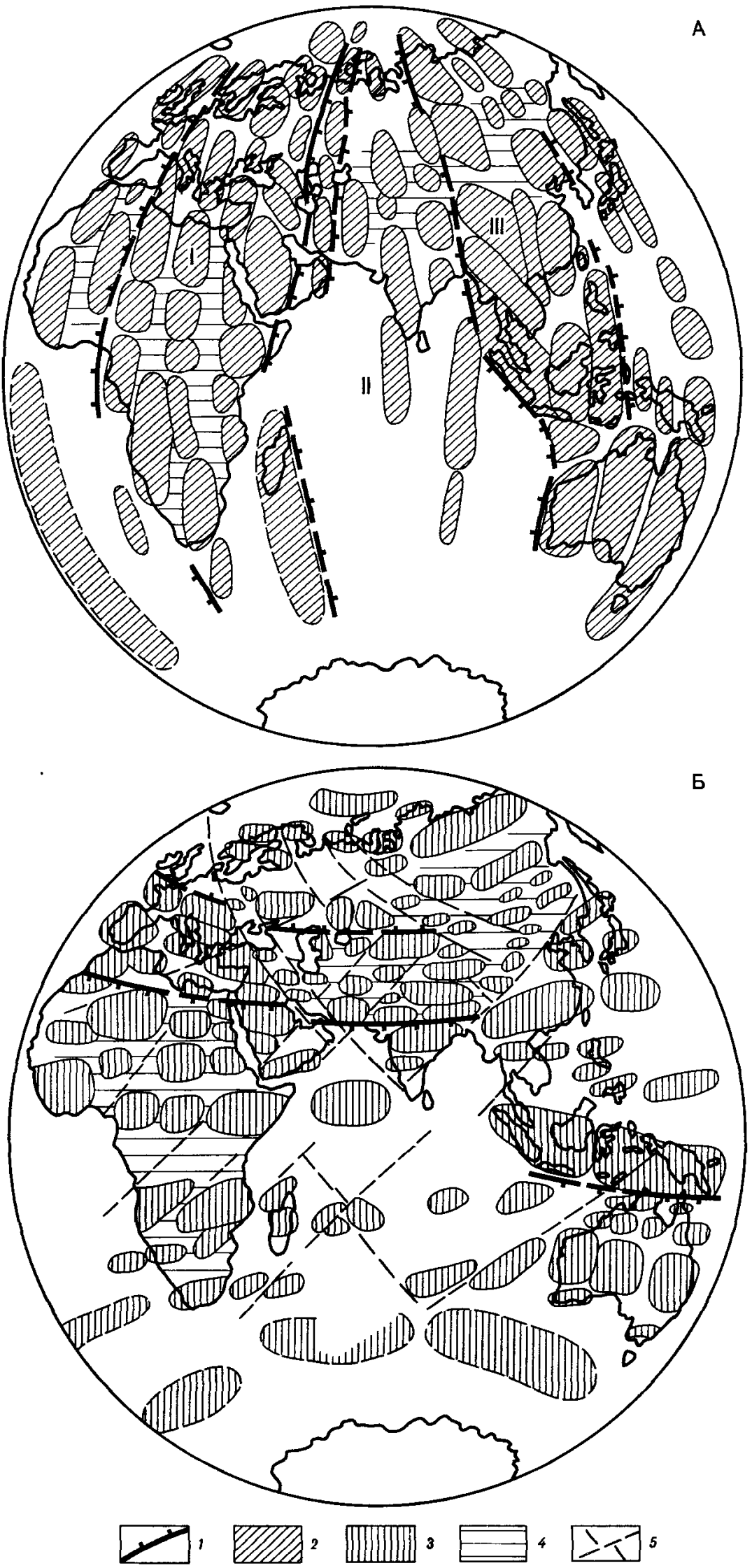

А
I
II
III
Б
1
2
3
4
5



Рис. 100. Анализ упорядоченности рельефа восточного полушария Земли

А — меридиональная зональность; *Б* — широтная зональность.

1 — границы поясов I ранга — мегавалов (I и III) и мегадепрессий (II); *2* — участки относительно положительного рельефа; *3* — то же, в широтно ориентированных поясах; *4* — зоны относительно отрицательного рельефа — плоскогорный «фоновый» рельеф Африки, Иранского нагорья и Восточной Сибири; *5* — диагональные линеаментные зоны.

В — основные рельефообразующие линеаменты: *1* — линеаменты; *2* — то же, разделяющие крупные области с различным типом упорядоченности тектонического рельефа и линеаментов; *3* — осевая зона системы срединных хребтов Индийского океана

вале 10° ю. ш. — 55—60° с. ш. к востоку от этой зоны. Эта область соответствует поясу активизации новейших движений и соответственно концентрации складчато-блоковых деформаций различных типов. Интересно, что Центрально-Американское «продолжение» этого пояса находится между 10 и 30° с. ш., скачкообразно сужаясь и смещаясь к югу также относительно субмеридионального пояса растяжения I ранга — мегадепрессии Атлантического океана.

К элементам I ранга, осложняющим структуру меридиональных мегавалов и мегадепрессий, следует отнести, вероятно, пояса мегадепрессий Средних широт и Субэкваториальный (см. рис. 100, *Б*) и диагональный Исландско-Австралийский пояс концентрации линейных форм рельефа.

Наиболее выражены в рельефе меридиональные пояса; широтные и диагональные играют подчиненную роль. В то же время наибольшие соотношения абсолютных высот и глубин в широтных поясах достигаются при пересечении последних с Индоокеанско-Западно-Сибирской мегадепрессией (Тибетско-Гималайский горный узел, Центральная, Кокосовая и Западно-Австралийская котловины Индийского океана).

К числу поясов II ранга, образующих ортогональную систему, отнесены среди прочих такие валы, как Транскавказский, включающий линию Шатского, Урало-Индоокеанский, включающий Урало-Оманский линеамент, Индо-Ямальский, а также депрессии, разделяющие их. Распределение поясов может быть проиллюстрировано изменением относительных превышений рельефа глобального уровня генерализации вдоль 42—44° с. ш. между 28 и 80° в. д. С запада на восток в этой зоне расположены: Черноморская впадина, Кавказский «перешеек», Каспийская впадина, возвышенность

Мангышлака и Устюрта, Арало-Амударьинская впадина, Центрально-Кызылкумская возвышенность, Голодностепско-Восточно-Кызылкумская впадина, Памиро-Тяньшаньский ороген. Резко отличаясь высотой относительно уровня моря, эти элементы макрорельефа сопоставимы по горизонтальным размерам и охватывают по широте дугу в 4—6, 8—10 или 12—16°. Именно такую ширину имеют меридиональные планетарные пояса II и III рангов, выделяемые в восточном полушарии.

Среди элементов широтной структуры II ранга можно отметить пояса концентрации линеаментов, выраженных в рельефе. К ним относятся пояса: Северного полярного круга (Циркумполярный), Срединный северного полушария, Тридцатых-сороковых широт, включающий «пояса разлома» В. А. Магницкого [Стовас, 1963; Панов, 1966], Северного тропика, Субэкваториальный и их аналоги южнее экватора. Широтные пояса представляют собой зоны резких изменений свойств поверхности суши, в том числе резких продольных и поперечных градиентов рельефа.

Среди диагональных поясов II ранга, имеющих *северо-восточное простирание*, можно отметить такие, как Ливийско-Таймырский, Афро-Азиатский и Индонезийско-Японский. Афро-Азиатский пояс является крупнейшим в этой системе и включает горные области «Высокой» и Восточной Африки, Аравии и части Высокой Азии, а также соответствующие им отрезки подвижных поясов [Хаин, 1971]. Характерной чертой этого пояса является преобладание субширотной или субмеридиональной ориентировки образующих его горных систем, диагональной к простиранию самого пояса.

К поясам северо-западного простирания относятся Скандинавско-Индийский и Баренцево-Микронезийский, а также ряд других. «Пустотные коридоры» на указанном рисунке отвечают поясам минимального на данном уровне генерализации горизонтального и вертикального расчленения рельефа и соответственно минимальной концентрации наблюдаемых линейных форм рельефа.

Два наиболее крупных диагональных пояса — Исландско-Австралийский I ранга и Афро-Азиатский II ранга — *соответствуют положению диагональных элементов* в поясах неотектонической активизации северной части восточного полушария (30—55° с. ш.) и сильно генерализованным очертаниям континентального склона Индийского океана южнее этой зоны. Узел пересечения упомянутых диагональных элементов охватывает область, включающую Персидский залив, Аравийское море и юг Иранского нагорья.

Как внутри поясов II ранга, так и на границах между ними обнаруживаются планетарные линеаменты и линеаментные зоны меньших масштабов. Областями распространения последних являются обычно широтные пояса I ранга (см. рис. 100, *Б*), а границами — широтные пояса II ранга. Такое расположение упомянутых линеаментов и линеаментных зон позволяет считать их планетарными линейными формами III ранга, внутренними (см. выше) по отношению к указанным поясам. Среди них можно отметить такие крупнейшие линеаменты, как Крымско-Кавказско-Копетдагский [Расцветаев, 1974], целиком расположенный в поясе Тридцатых-сороковых широт, Баренцево-Монгольский, наследующий Баренцево-Микронезийский пояс II ранга, но не прослеживающийся южнее пояса Тридцатых-сороковых широт, Североземельско-Камчатский, также «гаснущий» в Тихом океане в зоне 30—40° с. ш.

Крупнейшим линеаментом (или линеаментной зоной — в зависимости от уровня генерализации рельефа) северо-западного простирания является Датско-Загросский, представляющий собой часть Исландско-Австралийского пояса. Он прослеживается в рельефе с северо-запада на юго-восток до сопряжения с широтным поясом Северного тропика, южнее которого он смещен к зоне юго-западного континентального склона п-ова Индостан. Как линеамент на глобальном уровне генерализации рельефа он теряется только в Субэкваториальном поясе депрессий.

Планетарные линеаменты (зоны) III ранга, наблюдаемые в глобальном рельефе, соотносятся с поясами I и II рангов по-разному. Обычно наиболее отчетливо выражены те из них, которые связаны с диагональными системами поясов I и II рангов. Широтные линеаменты III ранга наиболее отчетливы в поясе Тридцатых-сороковых широт, где чаще всего привязаны к 40 и 44—45° с. ш.

Меридиональные линеаменты, наиболее ярко выраженные в рельефе в виде самостоятельных форм, тяготеют к поясам мегадепрессий Средних широт (Днепровско-Волховский, Уральский, Енисейский линеаменты) и к Субэкваториальному (хребты Мальдивский и Девяностого градуса, Восточно-Африканская рифтовая система).

Из рис. 100 видно, что планетарные пояса и линеаменты не являются непрерывными на всем их протяжении. Это было отмечено В. Е. Хаиным в отношении систем глубинных разломов, образующих линеаменты [Хаин, 1973].

Что касается прерывистости меридиональных поясов II ранга, здесь заметную роль играют диагональные пояса северо-западного простирания, создающие эффект правостороннего смещения частей меридиональных поясов. То же наблюдается и в соотношении этих диагональных форм с широтными поясами. Левостороннее смещение последних, однако, менее значительно. Все это отвечает системе левых и правых сдвигов Евразии, полученных С. С. Шульцем при дешифрировании глобального снимка Земли [Шульц, 1976].

Таким образом, при анализе глобального рельефа Земли на соответствующем уровне генерализации меридиональные пояса оказываются наиболее выраженными, определяя наличие гигантских субмеридиональных мегавалов и мегадепрессий. Меридиональные и особенно широтные пояса играют определенную роль регуляторов в распределении тех или иных форм мега- и макрорельефа, их внутренней упорядоченности, в том числе в распределении выраженных в рельефе линеаментов и линеаментных зон. Диагональные пояса определяют морфологию границ широтных и меридиональных поясов, их внутреннюю упорядоченность, характер прослеживаемости в рельефе.

Геофизический контроль планетарных структур[1]. Сопоставление планетарных поясов, выявленных в рельефе, с планетарными аномалиями геопотенциала и крупнейшими региональными аномалиями силы тяжести, полученными при обработке данных мировой гравиметрической съемки [Жонголович, 1952; Гравитационное..., 1979] и наблюдений за отклонениями орбит искуственных спутников [Козленко и др., 1978], указывает на их тесную корреляцию.

Из карты превышений геоида над эллипсоидом видно, что Афро-Европейский, Австрало-Восточно-Сибирский мегавалы и разделяющая их Индоокеанско-Западно-Сибирская мегадепрессия отображаются соответственно повышенными и пониженными значениями геопотенциала I порядка. Такие пояса, как Афро-Азиатский, Исландско-Австралийский, Субэкваториальных депрессий, Таймыро-Индокитайский и некоторые другие, отображаются зонами градиентов аномалий геопотенциала, локальными аномалиями геопотенциала в разложении выше 5-го порядка или региональными аномалиями осредненного поля силы тяжести.

Имеющиеся в литературе оценки залегания источников аномалий геопотенциала [Тараканов, 1977] находятся на глубинах 900—1300 км, а источников суперрегиональных аномалий силы тяжести — на глубинах 200—700 км. Это дает основание связывать планетарные пояса I ранга с рельефом подошвы верхней мантии, а планетарные пояса II ранга — с вариациями рельефа нижней границы астеносферы или с морфологией границ фазовых переходов вещества верхней мантии.

Широтные аналоги планетарных поясов обнаруживаются в сферах менее инертных, чем литосфера или мантия, — в гидросфере и атмосфере. Такие широтно-зональные возмущения, как океанические течения, пояса низких и высоких давлений и пояса их градиентов в атмосфере пространственно совпадают с распределением планетарных поясов «упорядоченности» Земли [Атлас..., 1977]. В частности, в Индийском, Атлантическом и особенно в Тихом океанах под каждым из широтно-зональных течений в рельефе дна обнаруживается гигантская зона разломов (табл. 8). Все это говорит о едином — ротационном генезисе поясов глобальной зональности лито-, гидро- и атмосферы планеты, различно выраженных в силу разной «компетентности» инертных сред по отношению к изменениям ротационного режима.

Поскольку зональность физико-географических явлений в значительной мере отражает ротационный режим планеты, надо полагать, что с ним связаны также широтная и сопряженные с ней меридиональная и диагональная «зональности», обнаруживаемые при анализе глобального рельефа.

Элементы отражения планетарных структур в геологическом строении суши. Широтно-зональная упорядоченность современной геологической структуры и распределение древних зон деформаций земной коры достаточно подробно рассмотрена в работах В. А. Цареградского [1963] и М. В. Стовас [1963]. Элементы общепланетарной (регматической) сети линейных структур отражаются в геологическом строении Земли в виде таких известных в литературе линеаментов, как Урало-Оманский, Становой, «линий» Николаева, Шатского, Тейссера — Торнквиста, Дикси и др.

Пояса I, II и III рангов отражаются в распределении изометричных геологических объектов, что обнаруживается на мелкомасштабных геологических картах. Такие кратоны, как Восточно-Европейский, Африканский, Аравийский или Индостанский,

[1] Раздел написан при участии М. М. Семендуева.

Таблица 8

Соответствие разломов и течений в Атлантическом (I) и Тихом (II) океанах

I		II	
Разлом	Течение	Разлом	Течение
Система Сан Паулу—Романш—Чейн	Южное Пассатное (экваториальное)	Мендосино	Северо Тихоокеанское
Система Фолкленд	Западных ветров	Кларион	Северное Пассатное
Система Карибская—Зеленого мыса	Северное Пассатное	Клиппертон	Экваториальное
		Галапагос	Южное Пассатное
		Элтанин	Западных ветров

Тибетская и Иранская «глыбы», Казахский щит, Туранская и Западно-Сибирская плиты обрамляются диагональной системой поясов II и III рангов, определяя, в частности, и «клиновидную форму материков», замеченную Ф Бэконом и М В Ломоносовым [Панов, 1966] Внутренняя структура этих геологических объектов (подпорядковая) и их внешние связи (надпорядковые) между собой заметно подчиняются ортогональному планетарному плану I и III, IV рангов На территории СССР этот факт может быть установлен при сравнении Тектонической карты фундамента [1974] и Схемы зон глубинных разломов [1977]

Соответствие структурного плана суши планетарной поясной зональности, не только широтной, но также меридиональной и диагональной, проявляется в современном распределении докембрийских структурно-вещественных комплексов и в распределении современных и древних зон активизации тектонических движений [Хаин, 1971, 1979] Например, ограничения Афро Европейского «мегавала» совпадают с крупнейшими линейными поясами концентрации деформаций Североморско-Гвинейским поясом, включающим Рейнско-Ливийскую рифтовую систему, и Урало Индоокеанским поясом, включающим известные дислокации и особенности Урало-Оманского «суперлинеамента» Одновременно эти ограничения отвечают зонам гренвилльско байкальской (на западе) и готско-байкальской (на востоке) активизации

Распределение зон ассинтской (байкальской) складчатости [Милановский, 1976] и структурно-вещественных комплексов докембрия [Борукаев и др , 1977] указывает на исключительную роль в современном расположении докембрийских платформ и кристаллических массивов, в их внутренней структуре и позднейшей активизации не только 30—40-х и 60-х широт [Стовас, 1963, Цареградский, 1963], но также меридиональных зон 20° з д и 10 60, 90—100 и 140° в д и на заметную роль Исландско-Австралийской, Баренцево-Монгольской и Североземельско-Камчатской диагоналей (рис 101)

Концентрация некоторых зон новейшего рифтогенеза вдоль границ мегавалов I ранга, преобладание нисходящих неотектонических движений в пределах мегадепрессий I ранга [Карта , 1956] и преимущественное развитие в их пределах процессов современной аккумуляции позволяют говорить о мегадепрессиях как о глобальных поясах «фонового» растяжения, а о мегавалах как о поясах «фонового» планетарного сжатия, ориентированного вдоль широт При этом высокие градиенты «фоновых» напряжений, судя по распределению крупнейших рифтовых зон континентов, расположены в поясах сопряжения мегавалов и мегадепрессий

Космогеологический контроль планетарных структур. Выделение линейных структур, имеющих планетарное распространение на глобальных снимках Земли, затруднено атмосферными и гидросферными помехами, из-за которых они могут наблюдаться лишь фрагментарно Детали крупнейших линейных зон и отдельные зоны рассматривались в статье С С Шульца (мл) [1976] и в ряде других исследований [Копп, Расцветаев, 1976, Трифонов, 1976, Скарятин, Атанасян, 1976, и др] Можно лишь еще раз отметить, что практически все линейные структуры, дешифрируемые на снимках глобальных уровней генерализации, оказываются в составе того или иного из указанных поясов, располагаясь преимущественно внутри них или по границе с «пустотным коридором» В пределах последних на соответствующих уровнях генерализации дешифрируется, как правило, наименьшее количество линеаментов

На космических снимках более низких, чем глобальный, уровней генерализации, например полученных со спутников серии «Метеор», планетарные пояса II и III рангов прослеживаются либо в виде зон концентрации линеаментов, либо в виде тональных полос, не всегда имеющих четкие границы, но протягивающихся на расстояния до

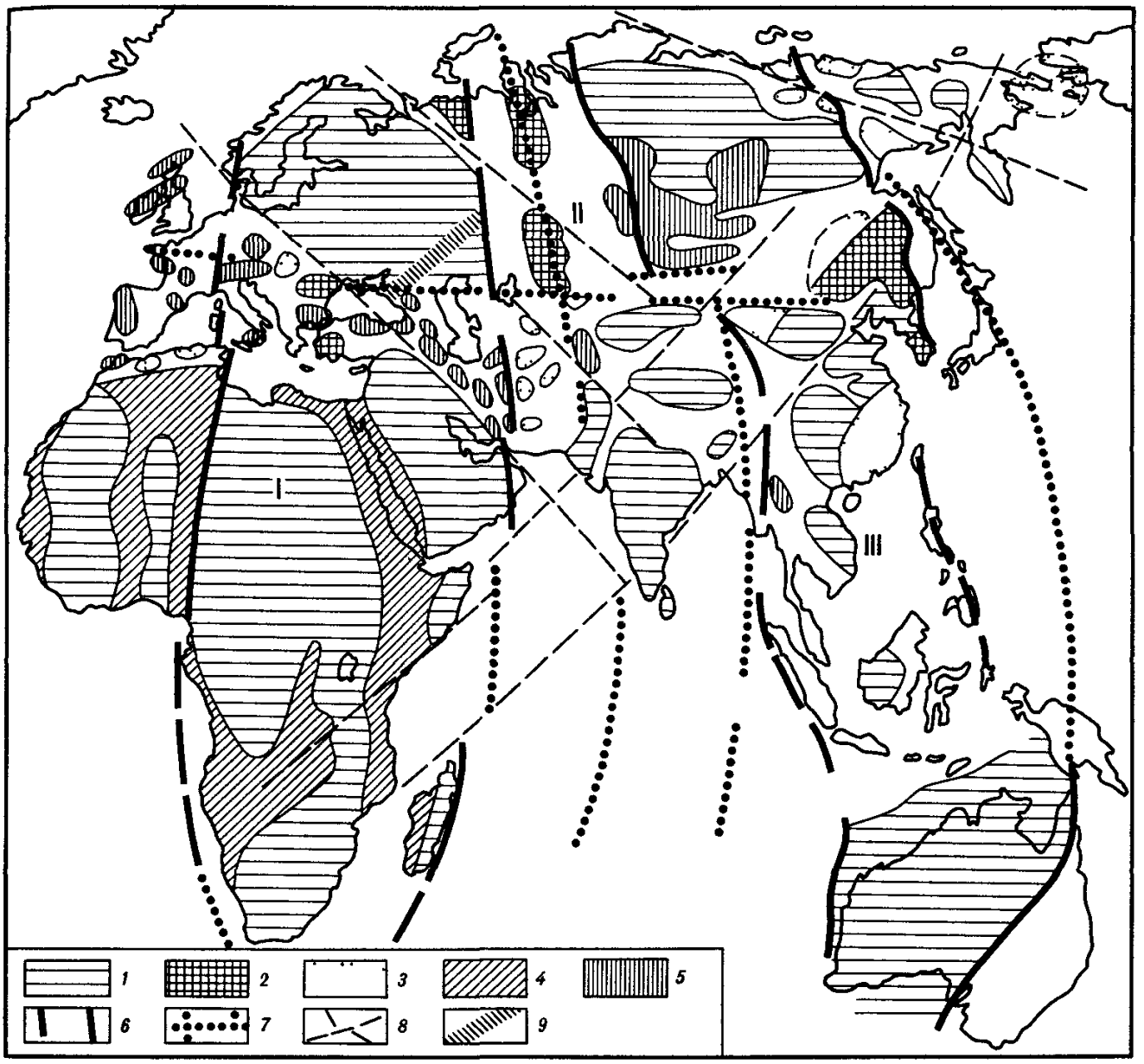


Рис 101 Соотношение докембрийских структурно вещественных комплексов и элементов планетарной структуры I—III рангов

1 — эпикарельские платформы [Хаин 1971 1975, 1977, 1979, Муратов, 1975, 1978], *2* — массивы дорифейской консолидации [Муратов 1975, 1978], *3* — то же дополнительно по Ю Э Елизарову и др [1976], Б М Чикову [1978], *4* — массивы позднерифейской — делийской и байкальской консолидации в Африке [Хаин 1971], *5* — выходы докембрийских пород на геологических картах Европы и Евразии, *6* — границы планетарных поясов I ранга — мегавалов (I и III) и мегадепрессий (II) в соответствии с их отражением в рельефе, *7* — элементы планетарной ортогональной структуры II и III рангов *8* — элементы планетарной диагональной структуры II и III рангов, *9* — зона высоких градиентов мощности чехла Восточно Европейской платформы

нескольких сотен километров Такие полосы на изображениях более высоких уровней генерализации концентрируются в виде линеаментов

За примерами обратимся к результатам дешифрирования линейных структур обрамления Черного моря на серии снимков суперрегионального уровня генерализации, полученных в разное время со спутников серии «Метеор»

Результаты дешифрирования снимка М 28В-6978 представлены в виде схемы линеаментов на рис 102 На этом снимке элементы широтного простирания дешифрируются в виде отдельных протяженно-прерывистых линеаментов, зон их сгущения — линеаментных зон переменной ширины, в виде полос «градиентов» фототона, имеющих или не имеющих четких границ На схеме (см рис 102) видна довольно регулярная система таких элементов Ее видимым северным пределом распространения является зона 45—46° с ш , проходящая через «сиваши» и примерно совпадающая с северным ограничением планетарного пояса Тридцатых сороковых широт Наиболее ярко выраженными являются широтные линеаментные зоны, проходящие примерно по линиям Симферополь—Керчь—Тамань—Ставрополь, Хадыженск—Черкесск—Георгиевск, а также зона, расположенная между городами Гудаута, Очамчира и восточнее их

Элементы меридионального плана на этих снимках обнаруживаются в виде отдельных прерывистых линеаментов в Северном Приазовье, а также зон переменной ширины, состоящих из сгущения субпараллельных линеаментов различной протяженности (в меридиональных полосах, включающих Крым и Кавказ) В крымской части выделяются

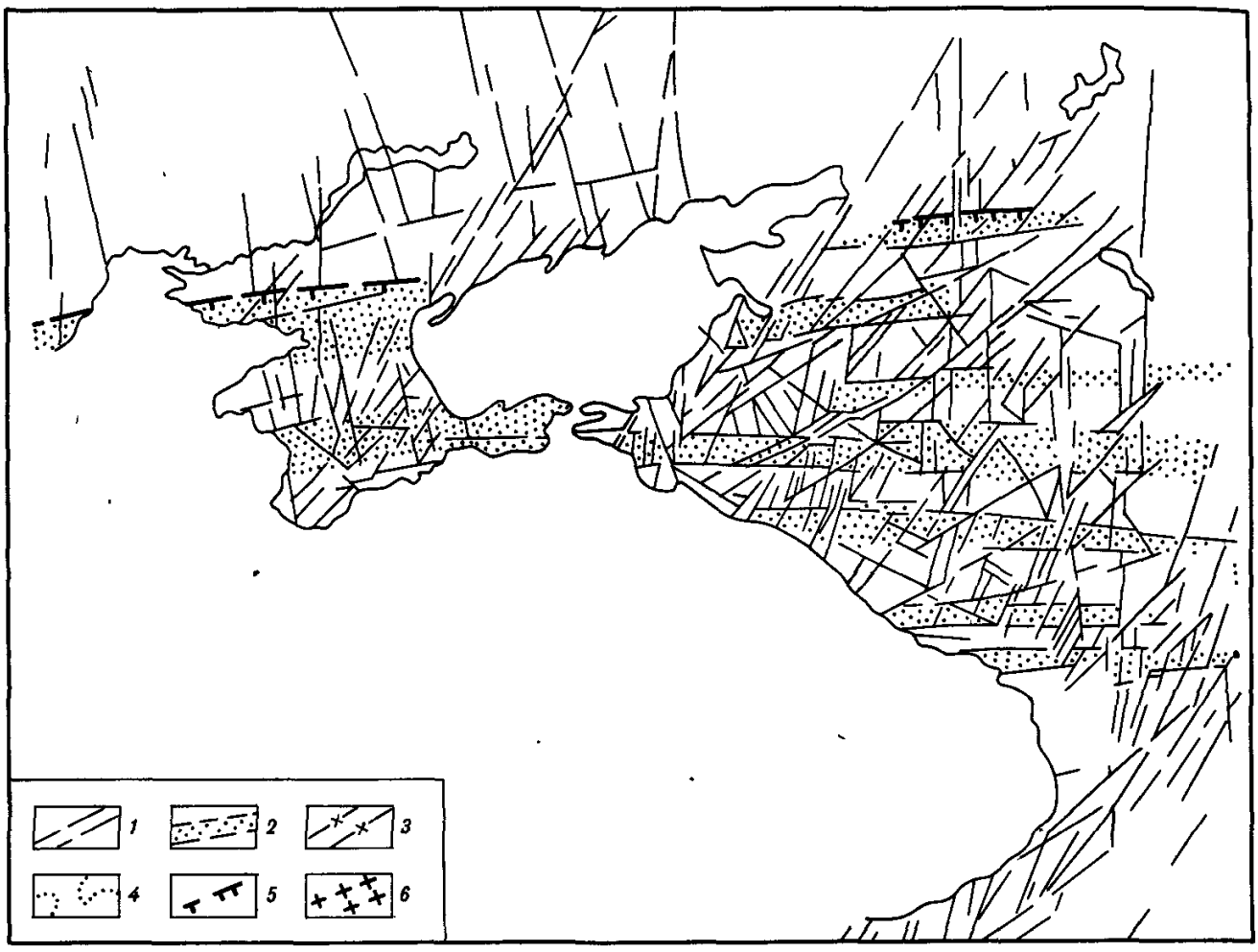


Рис. 102 Схема дешифрирования многозональных космических снимков Западного Кавказа и Северного Причерноморья, выполненных со спутников серии «Метеор»

1 — линеаменты, 2 — зоны градиентов фототона, 3 — то же, на акватории, 4 — границы районов, закрытых облаками, 5 — границы фрагментов планетарных поясов II ранга и их номенклатура в соответствии с рис 100, 6 — пояса и зоны концентрации линеаментов более высоких порядков

три зоны: западная (примерно по линии Севастополь—Ингулец), средняя (Ялта—Никополь) и восточная (Феодосия—Запорожье). В кавказской части наиболее заметна дугообразно-субмеридиональная зона, осевая линия которой приурочена к меридиану г. Туапсе. Она совпадает с восточным ограничением Транскавказского планетарного пояса, но на данном уровне генерализации наблюдается только в пределах Северо-Западного Кавказа и его низких предгорий. Транзитными относительно Кавказа на этом снимке являются линеаментные зоны на меридианах Гудауты, Ставрополя и Минеральных Вод. Они расположены примерно в осевой части Транскавказского вала.

Наибольшая концентрация линейных элементов северо-восточного простирания также сосредоточена в Крымской и Кавказской областях. Внутри широких полос распространения линеаментов наблюдается чередование зон с разной плотностью их концентрации. Эта система принадлежит к диагональному Ливийско-Таймырскому поясу. Линеаментная зона, осью которой является линия Симферополь—Мелитополь, выступает, по-видимому, в качестве ее северо-западного ограничения. Линеаменты западсеверо-западного простирания (кавказского) оказываются ограничениями Крымско-Кавказско-Копетдагского линеамента — «секториала» — шовно-сколовой зоны Л. М. Расцветаева. Другая диагональная система (см. рис. 102) не соответствует каким-либо элементам системы планетарных форм. На данном уровне генерализации она представляет собой региональные формы, тогда как элементы первой системы обнаруживают принадлежность и к планетарному «фону», и к региональной структуре.

На снимке М-29В-3152 (рис. 103) наблюдается Восточно-Анатолийский фрагмент Ливийско-Таймырского пояса, выраженный в виде концентрации линейных форм различных простираний, а также фрагмент Датско-Загросского линеамента (Тавро-Загросского по С. С. Шульцу мл.). Последний проявляется в виде нечетко ограниченной полосы изменения фототона и серии отдельных линеаментов, одним из которых является восточная ветвь известного Северо-Анатолийского сдвига.

Часть Таймыро-Ливийского пояса в зоне между Датско-Загросским и Крымско-Кавказско-Копетдагским линеаментами смещена на юго-восток. Две ветви этого пояса, подходящие к указанной зоне с северо-востока и юго-запада, на снимке этого уровня генера-

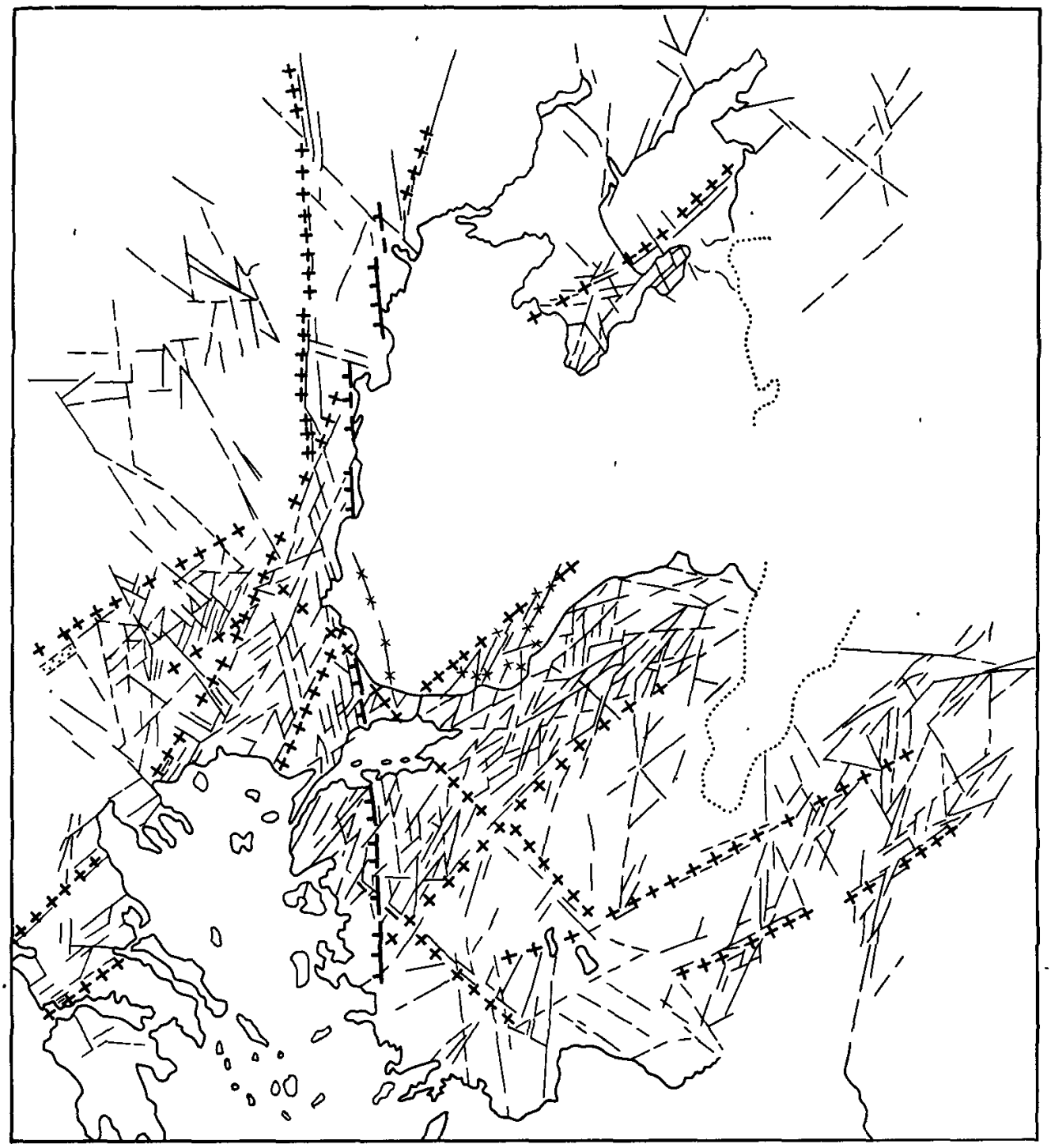


Рис. 103. Схемы дешифрирования космических снимков обрамления Черноморской впадины, полученных со спутника «Метеор»

Условные обозначения см на рис 102

лизации не стыкуются, но находят свое продолжение в зонах концентрации линеаментов более высоких рангов. Так, продолжением Таймыро-Западно-Кавказской ветви пояса является зона линеаментов Западного Понта, которая будет рассмотрена ниже. По-видимому, при дальнейшем уменьшении уровня генерализации связность отдельных фрагментов планетарных поясов будет еще меньшей в силу преобладания региональных тектонических факторов. В полосе 37—41° с. ш. дешифрируются линеаменты и чередующиеся зоны изменения фототона, в ряде случаев контролирующие распространение линеаментов других простираний — в зоне 40° с. ш. Эти зоны тяготеют к южному ограничению пояса Тридцатых-сороковых широт на его ближневосточном отрезке.

На других изображениях «Метеор», кроме рассмотренного выше фрагмента Ливийско-Таймырского пояса, наблюдается ряд линеаментных зон, приуроченных к Датско-Загросскому линеаменту III планетарного ранга и к западной границе Транскавказского пояса. Ширина этих зон в первом приближении составляет 150—250 км. В пределах фрагмента Ливийско-Таймырского пояса можно выделить три продольные зоны сгущения линеаментов — по краям и в осевой части. Взаимоотношения этих зон с линеаментами и линеаментными зонами других простираний свидетельствуют о наличии внутри пояса как право-, так и левосдвиговых смещений с преобладанием последних в юго-восточной части На снимке видны парные линеаменты, ограничивающие полосы повышенных градиентов фототона, а также линеаментные зоны Западного Понта и Кипро-Истранжийская.

Представляет интерес меридиональная линеаментная зона переменной ширины, являющаяся восточным ограничением Карпато-Срединно-Африканского пояса. На некоторых изображениях наиболее отчетливо виден северо-западный фрагмент Датско-Загросского линеамента III планетарного ранга, входящего в состав Исландско-Австралийского пояса.

Таким образом, планетарные пояса в принципе могут быть обнаружены и на космических снимках суперрегионального уровня генерализации, например со спутников серии «Метеор». На таких снимках они контролируются линеаментами, линеаментными зонами, состоящими из линейных форм, параллельных или непараллельных простиранию зоны высшего порядка, и полосами градиентов фототона. Наибольшие концентрации линейных форм на рассмотренных примерах тяготеют к границам поясов и «пустотных коридоров». Этим границам соответствуют участки наибольших для данного конкретного региона градиентов рельефа. Внутри поясов иногда отмечается сравнительно регулярное чередование зон сгущения и разрежения линеаментов более высоких рангов. Наконец, в некоторых случаях наблюдаются пояса концентрации линеаментов, не обнаруженные при анализе рельефа континентов на глобальном уровне генерализации и расположенные в «пустотных коридорах» II планетарного ранга.

Учитывая иерархию планетарных линейных форм, их многопорядковую гармоничность и допуская, что концентрация линейных форм на данном участке прямо пропорциональна деформациям сжатия и скалывания (а следовательно, и соответствующим напряжениям), можно считать, что результаты дешифрирования линеаментов, представленные в виде карт плотностей, качественно отражают характер планетарных и региональных полей напряжений.

Приведенный пример комплексной интерпретации линеаментов, выполненной по изображениям, полученным со спутников серии «Метеор», показал, что линейные объекты планетарного ранга на космических снимках этого разрешения, как правило, представляют собой зоны концентрации более мелких линеаментов, не всегда ориентированных согласно с простиранием самих зон. Поэтому для более обоснованных суждений о природе линеаментов в каждом конкретном районе необходимо предварительно прослеживать крупнейшие линейные объекты в рельефе и по другим доступным данным.

Наиболее хорошо по дистанционным и другим материалам выявляются линейные пояса северо-западного и широтного простираний. Это косвенно указывает на их ротационную природу. Среди меридиональных и северо-восточных поясов наиболее отчетливы Урало-Индоокеанский и Афро-Азиатский. Они проявляются в виде зон градиентов и в генерализованном варианте аномалий геопотенциала [Жонголович, 1952]. Степень выраженности всех поясов варьирует как вдоль них, так и вкрест простирания. Среди прочих наиболее хорошо прослеживаются по различным материалам пояса Датско-Загросский, Афро-Азиатский, Урало-Индоокеанский и пояс Тридцатых-сороковых широт. В размещении меридиональных поясов в западной части территории СССР наблюдается определенная периодичность: интервал между ними равен $15 \pm 1°$. Периодичность нарушается к востоку от Индо-Памирского валообразного пояса. Это может быть связано либо с увеличением ширины следующего валообразного пояса до 15° (!), либо с неточным определением его границ. Урало-Индоокеанский пояс отличается наименьшей шириной и наибольшей концентрированностью проявления.

В размещении широтных поясов на территории СССР намечается тенденция к уменьшению среднего интервала между ними с юга на север начиная с пояса Тридцатых-сороковых широт (соответственно 16, 13 и 12°).

В соответствии с изложенным крупнейшие линейные объекты необходимо разделить на два генетических типа, один из которых связан с ротационными эффектами, а другой — с тектоническими процессами. Первые наиболее протяженны, охватывают всю планету или ее крупные секторы; плотность составляющих их элементов мала. Вторые соответственно менее протяженны и выражены более резко — в виде линеаментных зон и единичных линеаментов типа линии Тейссера — Торнквиста в материалах глобального уровня генерализации. По протяженности и ширине можно выделить планетарные и секториальные (охватывающие отдельные секторы планеты независимо от плитной структуры литосферы) пояса, принадлежащие к первому типу, а также плитные (развитые только в границах плит), геотектурные (развитые в границах либо континентов. либо океанов), суперрегиональные (в границах нескольких геологических регионов, меньших, чем континент или океан) и региональные (в границах одного геологического региона), относящиеся, очевидно, ко второму типу. Предлагаемая классификация косвенно учитывает относительную глубинность процессов, отражением которых являются

поверхностные линейные объекты. Это подтверждается и сравнением последних с глобальными геофизическими полями.

Для дальнейшего более детального обоснования предлагаемой классификации, кроме статистического анализа уже накопленных результатов, необходимо целенаправленное дешифрирование космических снимков мáлого разрешения и применение единых принципов «линеаментного анализа» геологических, топографических и дистанционных материалов.

Глава 24

СИСТЕМЫ ТРАНСКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЛИНЕАМЕНТОВ ЕВРАЗИИ

Изучение космических снимков с метеорологических спутников («Метеор», «Нимбус», «ESSA», «NOAA» и др.) позволило обнаружить на Евразиатском материке многочисленные линейные и кольцевые структуры размерами в тысячи километров.

Линеаменты континента изучались достаточно давно [Хаин, 1969, 1971, 1977, 1979], но общей картины их пространственного распределения до сих пор не было. Первые мелкомасштабные схемы распределения линеаментов на территории СССР по данным космических съемок появились еще в 1978 г. [Макаров, 1978], но подробно линеаменты были откартированы лишь при составлении Космогеологической карты линейных и кольцевых структур территории СССР [1980], составленной под руководством В. А. Буша. Естественно, возникла задача проследить продолжение главнейших из откартированных линеаментов на всем Евразиатском континенте, его океаническом окружении и раскрыть соотношение этих линеаментов с геологическими структурами континента и смежных территорий. С этой целью нами были отдешифрированы космические снимки малого (0,8—1,5 км) разрешения, сделанные с 18, 25, 27, 28 и 29-го спутников серии «Метеор». Они охватывали почти весь континент, за исключением крайнего запада Европы (Ирландия, Великобритания, Испания, Португалия) и крайнего юго-востока Азии (полуострова Индокитай и Малакка, Филиппинский и Зондский архипелаги).

Результаты дешифрирования сопоставлены с данными по тектонике континента и окружающих его акваторий, взятыми из тектонических и геологических карт [Международная..., 1962; Тектоническая..., 1966, 1979; Геологическая..., 1975; Геологическое..., 1978; Карта..., 1978], некоторых географических карт [Индийский океан, 1977; Атлас..., 1977; World..., 1977], а также из обобщающих работ А. А. Моссаковского [1975], Л. П. Зоненшайна и А. М. Городницкого [1977], В. Е. Хаина [1971, 1977, 1979]. На территориях, не обеспеченных космическими снимками, и акваториях крупнейшие линейные структуры прослежены по упомянутым выше сводным материалам.

Анализ сети крупнейших линеаментов Евразиатского континента и прилегающих территорий показал, что по отношению к главнейшим блоковым структурам земной коры их можно разделить на граничные и секущие, подобно тому как это сделано на Космогеологической карте линейных и кольцевых структур территории СССР [1980; Буш, 1983]. Граничные линейные структуры отделяют друг от друга крупнейшие блоки земной коры, секущие линейные структуры пересекают такие блоки (не менее двух) и выходят за их пределы.

Линейные граничные структуры, выделенные по космическим снимкам, почти на всем своем протяжении совпадают с разломами и системами разломов, установленными ранее геологическими и геофизическими методами. Можно выделить три ранга таких структур в зависимости от размеров тектонических блоков, границами которых они служат.

В качестве линейных структур I ранга следует выделять системы разломов, ограничивающих современные литосферные плиты [Ле Пишон, 1974; Морган, 1974; и др.] Границы литосферных плит, расположенные в пределах рассматриваемой нами восточной половины северного полушария, по геолого-структурным и геодинамическим особенностям можно разделить на три разновидности. Первую образуют зоны спрединга. Это океанические рифтовые системы (Срединно-Атлантическая на отрезке между Шпицбергеном и Исландией, хребта Гаккеля, Срединно-Индоокеанская) и современные внутриконтинентальные рифты (Красноморский, северное окончание Восточно-Африканского и Байкальский). Вторую разновидность представляют зоны субдукции, сопровождаемые глубоководными желобами и островными дугами. К ним относятся системы дуг

северного и западного сегментов Тихого океана — от Алеутской до Зондской и Новогвинейской дуг. Третью разновидность образуют зоны коллизии на контактах двух континентальных мегаблоков разных литосферных плит. К их числу относятся северная и южная границы межконтинентального пояса Тетис.

В зонах коллизии на космических снимках удается, как правило, различать главный структурный шов, сутурную линию соприкосновения двух разных континентальных блоков: с одной стороны, крутопадающий разлом, часто сопровождающийся офиолитовыми поясами и протрузиями гипербазитов, а с другой — внешний фронт шарьяжей, выдавленных при соприкосновении континентальных блоков (подошву аккреционной призмы). Такого рода тектонопары линейных структур при дешифрировании космических снимков четко выделяются в Альпах и Карпатах (на северном борту пояса Тетис), в Динаридах, Эллинской дуге, Тавре, Загросе и Гималаях (на южном склоне).

К граничным структурам II ранга следует относить системы разломов, разделяющие мегаблоки земной коры континентального, океанического и переходного типов на тех участках, где их границы не совпадают с границами литосферных плит. Это системы ступенчатых сбросов континентального склона, т. е. следы раздвигов земной коры.

Линейные граничные структуры III ранга заключены в пределах мегаблоков земной коры. В мегаблоках земной коры континетального типа к таким структурам относятся системы разломов, разделяющие блоки с разным возрастом формирования коры [Пейве и др., 1976] или с разным возрастом и характером строения (складчатое, нескладчатое) осадочного слоя. Многие из разломов этого типа сопровождаются палеозойскими или мезозойскими вулканическими (андезитовыми) островными дугами, комплексами флишево-турбидитных осадков континентального склона или его подножия, континентальными вулканическими поясами [Моссаковский, 1975; Зоненшайн, Городницкий, 1977]. По-видимому, они являются отмершими зонами субдукции или же склонами древних континентов, т. е. палеоаналогами граничных разломов I или II ранга. Поскольку эти разломы существуют в современную эпоху в принципиально ином качестве, следует предполагать, что они лишились своих корней в подкоровых и подастеносферных областях и развиваются с тех пор лишь под влиянием порожденных ими вещественных или плотностных неоднородностей в земной коре. Геофизические данные подтверждают это предположение.

Граничные линейные структуры III ранга, характерные для земной коры переходного типа, изучены преимущественно по геолого-геофизическим данным; по космическим снимкам дешифрируются лишь их фрагменты на островах и периферии континента. Это прежде всего глубинные поддвиги, обусловившие формирование и развитие как тектонических (зоны тектонического скучивания, аккреции), так и вулканических островных дуг, — структуры конструктивные, связанные с процессами формирования гранитно-метаморфического слоя земной коры. Деструктивные элементы представлены сбросами, ограничивающими котловины окраинных и внутренних морей, лишенные гранитно-метаморфического слоя.

Из граничных структур океанической коры для восточной половины северного полушария характерны разломы вулканических и глыбовых океанических хребтов. Трансформные разломы срединно-океанических хребтов, видимо, стоят ближе к секущим структурам.

Системы граничных линеаментов разных рангов заметно сгущаются в пределах основных складчатых поясов. По ним четко выделяются: Тихоокеанский пояс, ограничивающий континент с востока; межконтинентальный пояс Тетис, разделяющий Гондвану и Лавразию; Скифско-Европейский палеозойский пояс, окружающий Восточно-Европейскую платформу с севера, запада и юга; Урало-Монгольский палеозойский пояс, окружающий с севера, запада и юга Сибирскую платформу. В целом системы граничных структур окружают со всех сторон Евразиатский континентальный мегаблок и два его основных ядра — Восточно-Европейское и Сибирское. Эти черты структуры континента известны уже давно.

Секущие линейные структуры можно ранжировáть по тому же принципу, что и граничные: структурами I ранга (трансплитными или глобальными) считать линеаменты, пересекающие не менее двух границ литосферных плит (границ I ранга); ко II рангу (трансконтинентальных структур) относить линеаменты, выходящие за пределы мегаблоков континентальной коры; а к III рангу (трансрегиональных линеаментов) причислять структуры, пересекающие не менее двух блоков континентальной коры разного возраста или строения. Такое ранжирование и принято при построении схемы, опублико-

ванной ранее [Буш, 1983]. Трансплитные структуры, количество которых весьма ограниченно, отдельным знаком на схеме не показаны.

Секущие линейные структуры формируют геометрически упорядоченную сеть, расположенную закономерно по отношению к оси вращения Земли. Они установлены С. С. Шульцем [1973], Г. Н. Каттерфельдом [1962], И. И. Чебаненко [1963] и другими исследователями. Их обычно называют сетью планетарной трещиноватости или регматической сетью. Сеть секущих структур образуется, как известно, из двух сопряженных систем — ортогональной (меридиональные и широтные структуры) и диагональной (северо-западные и северо-восточные структуры).

Планетарные секущие линеаменты достаточно полно выделены преимущественно в пределах мегаблоков континентальной коры. Часто они пересекают границы континентов и выходят в межконтинентальный пояс Тетис и в зону переходной коры по периферии Тихого океана. Некоторые из таких линеаментов прослеживаются и в мегаблоках океанической коры, преимущественно в виде разломов океанических хребтов, но в целом здесь они еще очень слабо изучены.

Структуры ортогональной системы разделяются на две подсистемы — меридиональную и широтную. Линеаменты первой подсистемы образуют в целом строго упорядоченную сеть структур, отстоящих одна от другой на 600—800 км (8—10° по долготе) и уклоняющихся от меридионального направления не более чем на 10—15°.

Крайнее западное в Евразии положение занимает линеаментная зона Средиземное море — оз. Мьёса, или линия Штилле. Наиболее четко она выражена в пределах Рейнского грабена. Отсюда, по данным дешифрирования, меридиональные разломы протягиваются через Гифхорнский трог, соляные стены в низовьях Эльбы, меридиональные ограничения п-ова Ютландия и датских островов, через грабен Осло и меридионально ориентированные тектонические окна в шарьяжах каледонид (оз. Фемунн, Кальпе) далее на север в направлении Тронхейма. Вторая ветвь меридиональных структур дешифрируется по линии р. Изар—Айхсфельдско-Альтмаркское поднятие, через меридиональные структуры Пригницкого максимума и далее по разломам, смещающим платформенный чехол о-ва Эланд в Швеции. На западе к структурам линии Штилле, видимо, относятся грабены Нижнего Рейна и Североморский. Южное продолжение линии Штилле прослеживается вдоль долины р. Роны, где у берега Лигурийского моря она оборвана широтным левым сдвигом. Продолжение этой линии легко обнаружить в меридиональных структурах Корсики и Сардинии (грабен Кампидано), сдвинутых по отношению к долине р. Роны на 300 км. Южное продолжение линеамента В. Е. Хаин [1969] и Е. Е. Милановский прослеживают через нагорье Тибести к Гвинейскому заливу. Для линеамента характерны раздвиговые перемещения, происходившие с позднего палеозоя по настоящее время и сопровождаемые щелочно-базальтовым вулканизмом. Наиболее активные фазы растяжения — ранняя пермь, ранняя — средня юра, плиоцен.

Следующим к востоку меридиональным линеаментом является линия Шпицберген—Вардар[1]. Этот линеамент объединяет каледонские меридиональные трансформные разломы порога Нансена, каледонские меридиональные структуры Шпицбергена. Он отчетливо дешифрируется к северу от Ботнического залива, вдоль западных берегов Финляндии и Курземского полуострова, фрагментами дешифрируется и подтверждается сейсмическими данными на правобережье Вислы. Далее он пересекает Карпаты, где подтвержден геологическими съемками, и Паннонскую впадину, где ограничивает с востока массив Татр, а с запада массив Апусени. Затем он соединяется с Вардарской зоной разломов, вдоль которой дешифрируются правосторонние сдвиговые перемещния. В динамике линеамента важную роль играют сдвиговые смещения: в раннем палеозое (на севере) — левосторонние, в кайнозое (на юге) — правосторонние.

Еще восточнее расположен Лапландско-Нильский линеамент. В северной части Балтийского щита с ним связаны гранулитовые покровы к югу от Печенги. Отсюда линеамент прослежен дешифрированием через Финляндию в район Чудского озера к Оршанскому авлакогену. Затем он тянется вдоль рек Березины и Днепра, образуя здесь седловину между Припятским и Днепровско-Донецким грабенами, и вдоль протерозойской Криворожской складчатой зоны. В Причерноморье линеамент дешифрируется слабо, но в Малой Азии вновь проявляется, разделяя Мендересский и Анатолийский массивы. Здесь с ним связаны системы многоярусных тектонических покровов. В акватории Средиземного моря фрагменты зоны линеамента установлены геофизическими методами.

---

[1] Линеаменты в пределах Европы и Азии рассматривались в литературе неоднократно [Хаин, 1971, 1977, 1979; Кац и др., 1980; Трофимов, 1981, Molnar, Tapponnier, 1975].

Далее к югу он смыкается с широкой зоной меридиональных разломов вдоль долины р. Нила. В докембрийское время для линеамента характерны раздвиговые перемещения со сдвиговой составляющей. В поясе Тетис основную роль играют сдвиги и надвиги.

Следующая к востоку Транскавказская линеаментная зона [Шатский, 1948], или линия Шатского, на снимках наиболее ярко проявлена между Волгоградом и Тбилиси, где ее образуют Волгоградская, Ергенинская и Минераловодская флексуры. Южнее в этой зоне расположены четко дешифрирующиеся разломы, с которыми связаны проявления четвертичного вулканизма и плутонизма Малого и Большого Кавказа. Южнее хребта Загрос западные ветви линеаментной зоны отклоняются к юго-западу и, по данным дешифрирования, плавно сочленяются с системой левосторонних сдвигов Мертвого моря, ограничивающей с запада Аравийскую плиту. Северное продолжение линии Шатского устанавливается по данным дешифрирования вдоль восточного погружения Токмовского свода и прослеживается далеко к северу вплоть до п-ова Канин. Линия Шатского в пределах Евразиатского континента характеризуется преимущественно флексурно-сбросовыми движениями с опусканием восточного крыла, происходившими в конце палеозоя, в мезозое и кайнозое. В зоне Тетис эти движения сочетаются с поперечным воздыманием и растрескиванием. Далее к югу линеамент изгибается и приобретает правостороннюю сдвигово-раздвиговую динамику.

Урало-Оманский линеамент представляет собой одну из наиболее значительных линеаментных зон на земном шаре и относится к категории трансплитных разломов. В виде широкой (более 300 км) зоны субпараллельных меридиональных разломов этот линеамент протягивается вдоль Уральской складчатой системы. Основные движения по разломам происходили в палеозое, а постумные (с очень сложной динамикой, в которой, по данным дешифрирования, есть и продольная правосторонняя сдвиговая составляющая) — в мезозое и кайнозое. Далее к югу линеамент прослеживается по обе стороны Каракумского свода на Туранской плите, где документированы мезозойские—кайнозойские, видимо, постумные движения. В области Тетис линеамент включают меридиональные разломы (сдвиги), ограничивающие с обеих сторон глыбу Лут, откуда прослеживается на Оманский полуостров, где меридиональные разломы имеют сдвиговую динамику. К югу от полуострова эти разломы непосредственно соединяются с системой трансформных разломов Срединно-Индоокеанского хребта, самым значительным из которых является разлом Оуэн. Пересекая границу литосферных плит, разлом Оуэн присоединяется южнее к системе субмеридиональных структур Мозамбикского пролива, разделяющих континентальные блоки Африки и Мадагаскара. Вдоль линеамента с севера на юг четко прослеживается омоложение движений; сдвиговая составляющая постоянно играет важную роль.

Весьма значительная зона меридиональных линеаментов пересекает центральную часть Западно-Сибирской плиты. К ней относятся желоб Святой Анны, меридиональные разломы, установленные геофизическими методами на шельфе Карского моря, крупный платформенный вал с месторождением Медвежьим, Колтогорско-Уренгойской тафроген, Центрально-Казахстанский правосторонний сдвиг, меридиональные структуры Ерментау и Селетинского прогиба. Возраст движений здесь палеозойский и раннемезозойский со слабо проявленными кайнозойскими постумными дислокациями. Далее к югу рассматриваемая зона в поверхностном геологическом строении почти не проявлена, но ее фрагменты дешифрируются в Актау-Моинтинском поднятии, в восточной части Чу-Сарысуйской синеклизы, в Чаткале и Кураме, в долине Зеравшана и на Памире. Окончание этой зоны, которую можно назвать Карско-Джеламской, расположено в Индостане, где проходит система кайнозойских меридиональных левых сдвигов, ограничивающих с востока Джеламский выступ и Индийскую платформу в целом. Наиболее известен из этой системы Мукуро-Чаманский сдвиг. Видимо, к этой же зоне относятся меридиональные разломы Чагос-Лакадивского океанического хребта.

Следующий к востоку меридиональный трансконтинентальный линеамент назван Енисейско-Салуэнским. К нему относится широкая зона меридиональных разломов вдоль р. Енисея, разделяющих Сибирскую платформу и Западно-Сибирскую плиту. Линеамент прослежен геологическим картированием в Кузнецком Алатау и по границе Западного Саяна с Горным Алтаем (левый сдвиг), легко устанавливается дешифрированием к югу от оз. Убсу-Нур и в Монгольском Алтае. Возраст движений в этой части линеамента докембрийский и палеозойский; сложная геодинамика изучена еще недостаточно. Далее к югу, на границе Циляньшаня и Цайдама, разломы меридионального простирания подтверждены геологическим картированием. Отсюда линеамент, по данным дешифрирования, протягивается в верховья Янцзы и соединяется с мощной зоной меридиональных

правосторонних сдвигов, обрамляющих с востока Индостанскую платформу и следующих вдоль долин рек Иравади, Салуин, Меконг. С этой системой сдвигов, видимо, динамически связана многослойная система тектонических покровов, дешифрирующихся на месте «синклинория Лхассы» к северу от восточного окончания Гималаев. К этому же линеаменту относятся разломы океанического хребта Девяностого градуса и меридиональные разломы в низовьях Брахмапутры. На юге линеамент затухает перед Срединно-Индоокеанским хребтом.

Один из наиболее четких трансконтинентальных линеаментов проходит вдоль меридиана 100° в. д. К нему относятся разломы Северной Земли, линеаменты высших рангов, дешифрируемые в Хатангской депрессии, глубинный разлом Сотого градуса, рассекающий, по данным региональной геофизики, фундамент Сибирской платформы от Анабарского щита до Иркутского амфитеатра и легко дешифрирующийся на космических снимках. Геодинамика здесь не ясна; возраст движений допозднепалеозойский. Далее к югу этот линеамент прослежен дешифрированием через оз. Хубсугул в Гоби на восточную часть Циляньшаня и далее на мощную Сикан-Юнаньскую зону разломов, ограничивающую с запада Южно-Китайскую платформу и Индосинийский массив. Вдоль этой системы разломов дешифрируются левосторонние сдвиговые перемещения и связанные с ними надвиги, возраст движений мезозойский и кайнозойский.

Два следующих к востоку меридиональных трансконтинентальных линеамента прослеживаются менее четко. Первый из них проходит через район г. Мирный, где установлена группа меридиональных разломов. Далее к югу, в Урало-Монгольском поясе, линеамент прослеживается с трудом, но на Китайской платформе он диктует положение восточного края Ордосского блока. В Циньлиньской зоне линеамент вновь пропадает и появляется на Южно-Китайской платформе, где составляет меридиональные части Южно-Хунаньской и Северо-Гуандунской структур «типа эпсилон» [Основы..., 1962]. Южное продолжение линеамента составляют восточное меридиональное ограничение Индосинийского массива и меридиональные разломы на западе о-ва Калимантан.

Другой линеамент прослежен от о-ва Сулавеси на север через море Сулу к о-ву Тайвань и представляет собой правосторонний сдвиг. В материковой части линеаменту соответствуют меридиональные разломы, дешифрируемые вдоль восточного побережья Китая (в том числе и известный Лучжунский разлом) и вдоль западных склонов Большого Хингана. На территории СССР линеамент не прослеживается.

Далее к востоку следует весьма мощная меридиональная структура трансплитного (глобального) ранга, подобная Урало-Оманскому линеаменту, — Верхояно-Марианский линеамент. Он объединяет структуры современной срединно-океанической рифтовой системы хребта Гаккеля (не ясно, относятся ли к нему структуры глыбового океанического хребта Ломоносова), такие меридионально вытянутые структуры, как разломы Новосибирских островов, раннемезозойские сооружения Верхоянской складчатой системы и Сетте-Дабана, структуры Буреинского массива и их южное продолжение вдоль р. Муданьцзян, современные складчатые системы Сахалина, Хоккайдо, вулканические дуги Хонсю, островов Бонин и Марианских. Далее к югу Верхояно-Марианский линеамент прослеживается на Тихоокеанской литосферной плите в виде меридионального океанического хребта Муссау. Еще южнее он пересекает Новогвинейско-Соломонову зону субдукции и продолжается на Австралийской литосферной плите в виде меридиональных разломов осевой зоны Кораллового моря между Австралией и Новой Зеландией [World..., 1977]. Таким образом, Верхояно-Марианский линеамент пересекает три литосферные плиты и образует границу между четвертой и пятой. Возраст движений в зоне линеамента позднепалеозойский, мезозойский и кайнозойский. В средней части линеамента преобладают напряжения сжатия, а на концах — относительного растяжения.

Следующий к востоку Омолонский линеамент включает известные меридиональные зоны разломов вдоль восточного края Омолонского массива и структур Восточной Камчатки.

Один из наиболее четко дешифрируемых трансконтинентальных линеаментов — Чаунско-Олюторский на многих континентальных участках подтвержден геологическим картированием (не установлен только в Охотско-Чукотском вулканическом поясе). От Олюторского полуострова линеамент тянется через подводный вулканический хребет Ширшова до Алеутской островной дуги, с правосдвиговым смещением величиной около 300 км пересекает ее и прослеживается далее в океанической коре по Императорскому хребту вплоть до его пересечения с Гавайским хребтом. Возраст движений кайнозой-

ский, динамика их пока не ясна. Трансконтинентальное значение Врангелевской зоны меридиональных разломов, доходящих до Алеутской дуги, не определено.

Трансконтинентальные евразиатские линеаменты широтной подсистемы распространены преимущественно в северо-восточной части Азии, где отстоят один от другого на 800—1000 км (8—10° по широте). Самое северное положение занимает Полоусненско-Воркутинский линеамент. На Аляске он представлен широтными складчатыми и разрывными мезозойскими структурами хребта Брукса. По данным дешифрирования, он пересекает Чукотский полуостров и выходит на широтные мезозойские структуры хребтов Улахан-Сис и Полоусненский. Пересекая без следов смещений Верхоянскую зону, линеамент ограничивает с юга Анабарский щит, хорошо прослеживается на плато Путорана, тянется далее через Западно-Сибирскую плиту и через сочленение Полярного Урала с Пай-Хоем, затухая западнее Воркуты. Динамика движений по линеаменту не изучена, возраст, видимо, мезозойский.

Вторым широтным трансконтинентальным линеаментом является Корякско-Ухтинский. К нему принадлежат широтные линеаменты и структуры Корякского хребта, которые, по данным дешифрирования, тянутся далеко к западу, соединяясь с широтным левосдвиговым коленом Верхоянской складчатой зоны. На Сибирской платформе этот линеамент диктует положение широтного течения рек Вилюя, Нижней Тунгуски и ограничивает с севера неотектоническое поднятие Сибирских увалов на Западно-Сибирской плите. По данным дешифрирования, этот линеамент протягивается через Урал, затухая у Северной Двины (наземными наблюдениями существенных дислокаций в этой зоне не обнаружено).

Наиболее значительным трансконтинентальным линеаментом является Московско-Охотский. На востоке он начинается системой широтных разломов, определяющих положение широтного колена Охотско-Чукотского вулканического пояса и границу континентальной коры в этом месте. Разломы пересекают Сетте-Дабан и, по данным дешифрирования, тянутся далее на запад вдоль широтного течения р. Алдана, определяя в этом месте северную границу Алданского щита. На Сибирской платформе эта зона прослеживается вдоль широтного нижнего течения Ангары, затем пересекает Западно-Сибирскую плиту, не оказывая существенного влияния на ее структуру. На Урале линеамент не дешифрируется. В пределах Русской плиты он играет, по данным Д. М. Трофимова [1981], очень важную роль (Куршско-Красноуфимский линеамент), отделяя северную часть плиты с преобладающими северо-восточными структурами и уменьшенной мощностью земной коры от южной ее части, где господствуют северо-западные простирания структурных элементов и где кора более мощная. На южных берегах Балтийского моря линеамент затухает. Возраст его заложения, видимо, докембрийский, динамика маловыразительная.

Последний надежно выделяющейся широтной трансконтинентальной структурой является Иньшанско-Чуйский линеамент (В. Е. Хаин называет его Главным широтным Трансъевразиатским линеаментом). Наиболее четко он выражен в Китае, где образует северную границу Северо-Китайской и Таримской платформ. На восток этот линеамент прослежен дешифрированием в район Владивостока. Возможно, что его дальнейшее продолжение ограничивает с севера глубоководные котловины Японского и Охотского морей, лишенные гранитно-метаморфического слоя. К западу линеамент легко прослеживается в хребте Кетмень, где прерывается, а далее продолжается в Чу-Сарысуйской синеклизе вдоль течения р. Чу, откуда он протянут через северную часть Аральского моря в направлении г. Гурьева и далее на запад, где и затухает. Геологическое выражение линеамента в западной его половине пока не изучено.

Несколько неясно положение зоны линеаментов известной Циньлиньской широтной системы в Китае. Она имеет достаточно сложное строение и состоит из отдельных сочленяющихся фрагментов, простирание каждого из которых заметно отличается от широтного. К числу таких фрагментов можно отнести северную границу Тибетского массива (разломы зоны Тангла), разломы центрального актиклинория Восточного Куньлуня, саму Циньлиньскую систему, южное ограничение Ордосского блока Северо-Китайской платформы и широтные разломы, дешифрирующиеся вдоль нижнего течения р. Хуанхэ. Видимо, к этой же зоне принадлежат широтные структуры южного берега Японского моря у о-ва Хонсю. На крайнем западе к Циньлиньской линеаментной зоне может принадлежать Гиндукушский разлом, несколько выгнутый к северу против Джеламского клина. В зоне происходили в основном вертикальные шарнирные движения (вблизи Джеламского клина — сдвиговые); возраст их мезозойский и кайнозойский.

Изолированным в пределах Индостана фрагментом широтного линеамента выглядит

известная зона разломов Нармада—Сон, образующая (с продолжением на широтный отрезок нижнего течения Брахмапутры) северную границу Сатпурской системы и Шилонгского выступа. Однако эта зона отклонена от широтного простирания на 20° и не выходит за пределы Индостанского блока. Поэтому она отнесена к трансрегиональным разломам.

Последним широтным трансконтинентальным линеаментом в рассматриваемой части Земли является зона Ява—Флорес. К ней принадлежат следующие широтные структуры: правые сдвиги Калимантана и Сулавеси с продолжением их на Новую Гвинею, отрезок тылового сутурного шва Зондской вулканической дуги от о-ва Ява до желоба Флорес и разломы на океанической плите Индийского океана к югу от о-ва Шри Ланка.

Линеаменты ортогональной системы геометрически представляют собой следы плоскостей, секущих земной шар вдоль оси его вращения или перпендикулярно ей.

Диагональная система состоит из трех подсистем: структур северо-восточного, северо-западного простирания и дугообразных структур.

Трансконтинентальные линеаменты северо-западного простирания распространены на рассматриваемой части земного шара очень широко. На западе одной из наиболее четких структур является Красноморско-Боденский линеамент. Он начинается северо-западными структурами Корнуольско-Арморикансной ветви европейских варисцид. По данным дешифрирования, эти линеаменты прослеживаются через Вогезы, Рейнский грабен и Шварцвальд, через Боденское озеро до внешнего края Альп. В Альпах этот линеамент не дешифрируется. Вновь он проявляется южнее разлома Гайльталь, предопределяя положение и простирание Динарид, особенно их северо-восточных структурных зон, где линеамент сопровождается офиолитовыми швами и смещениями по поверхности Мохоровичича. Испытывая небольшо правосдвиговое перемещение вдоль Лапландско-Вардарского линеамента, рассматриваемая структура прослеживается в Эгейское море Данные о положении линеамента в юго-восточной части Средиземного моря отсутствуют. Далее он протягивается вдоль рифтов Красного моря, структурное продолжение которых дешифрируется на Африканском троге. Принадлежность к этому же линеаменту северо-западных структур Сейшельского микроконтинента дискуссионна. Линеамент контролирует заложение и последующее замыкание варисцийских и альпийских геосинклинальных зон.

Эльбско-Загросский линеамент (Г Штилле выделял его под названием Британско-Подольского) прослеживается вблизи Срединно-Атлантического хребта по северо-западным разломам Фарерского порога, видимо протягивающимся в Северное море. К нему же относится мощная система глубинных разломов северо-западного простирания между Среднеевропейской плитой и Восточно-Европейской платформой — линии Тейсейра-Торнквиста, Варты, Эльбы и др Этот линеамент пересекает по диагонали Карпатскую дугу (особенно четко выражена по поверхности Мохоровичича здесь Утесовая зона разломов), Добруджу, установлен геофизическими зондированиями в Черном море, отчетливо дешифрируется вдоль структур Восточного Понта и непосредственно прослежен в Загросском офиолитовом шве. Таким образом, линеамент пересекает по диагонали весь пояс Тетис. На загросском отрезке вдоль линеамента дешифрируются признаки правосторонних сдвиговых перемещений Далее его простиранию подчинены северо-западные разломы в Мекране, располагающиеся непосредственно на продолжении юго-западного эскарпа Индостана Движения по линеаменту происходили по меньшей мере с начала палеозоя, весьма активен он был в альпийскую эпоху

Третьим трансконтинентальным линеаментом северо-западного простирания является Нарвско-Амударьинский. Наиболее четко он выражен в геологическом строении и на космических снимках в своей средней части в районе Рязано-Саратовского рифейского авлакогена. На северо-запад линеамент, по данным дешифрирования, протягивается через район Москвы вплоть до берегов Финского залива. Тектоническое значение его здесь не ясно. На юго-востоке линеамент весьма отчетливо прослеживается вдоль долин рек Большая и Малая Узень в Прикаспийской впадине, через район Гурьева. На Устюрте его простиранию отвечают малоамплитудные сбросы в низах платформенного чехла. Южнее линии Карпинского линеамент совпадает с Амударьинским разломом (возраст сбросовых подвижек мезозойский), далее, судя по космическим снимкам, прослеживается в Гиссаре, Таджикской депрессии (фрагментами) и в Индостане В структуре Индийской платформы линеамент не выражен, за исключением крайнего юго-восточного отрезка, где он совпадает с гондванским авлакогеном Маханади. Имеющиеся ограниченные данные свидетельствуют о раздвиговых и сбросовых перемещениях по линеаменту, начавшихся в рифее.

Следующий линеамент, Баренцевоморско-Тайваньский, представляет собой очень широкую и сложно построенную систему глобального (трансплитного) значения. Он состоит из ряда параллельных ветвей, кулисообразно подставляющих друг друга к востоку. Начинается линеамент у фронтального шарьяжа каледонид Норвегии в виде разломов, ограничивающих Мурманский блок Балтийского щита. По данным дешифрирования, он протягивается вдоль Тимана (линеамент Нордкап—Тиман по Г. Штилле), пересекает по диагонали Урал, Тургайский прогиб (отражение в его геологической структуре здесь неизвестно) и смыкается с системой палеозойских глубинных разломов северо-западного простирания в Центральном Казахстане. Наиболее значительными в этой системе являются разломы, проходящие вдоль юго-западного и северо-восточного бортов Джунгаро-Балхашской складчатой зоны, разломы Чингиза и Тарбагатая, Джунгарский и Джалаир-Найманский. Большинство из них представляют собой правосторонние сбросо- или взбросо-сдвиги и заканчиваются перед северным краем Таримской плиты. Лишь два разлома из этой системы протягиваются между Тибетским массивом и Циньлинем дальше на юго-восток, сохраняя свою сдвиговую динамику. Далее эта ветвь линеамента разделяет Индосинийский массив и Южно-Китайскую платформу и затухает на Калимантане.

На юго-востоке Азии ведущая роль переходит к второй ветви Баренцевоморско-Тайваньского линеамента, которая отчетливо дешифрируется в Печорской впадине, пересекает Полярный Урал и Западную Сибирь и соответствует здесь простиранию варисцийских структур фундамента. Далее эта ветвь простирается вдоль каледонских структур Горного Алтая, по диагонали пересекает западную часть Гоби и Алашань (здесь отмечаются правосторонние сдвиговые смещения этой ветви по Иньшаньско-Чуйскому линеаменту), тянется по границе Ордосского блока с Южно-Китайской платформой и вдоль поднятия Дабейшань. По данным дешифрирования, эта ветвь пересекает Катазиатскую складчатую систему, ограничивая с северо-востока область распространения мезозойских гранитоидов, и упирается в зону сочленения островных дуг Рюкю и Тайваньской. На продолжении ветви в Филиппинском море находится система разломов, которые по соотношению с вулканическими дугами представляются левосторонними сдвигами. Эта система проходит через южное окончание Марианской дуги на подводное плато Онтонг-Джава, желоб Витязя, хребет Донна и южное ограничение плато Манихики. Через цепи атоллов и гайотов архипелагов Общества, Туамоту и Кука она смыкается с трансформным разломом Челленджер, пересекающим Восточно-Тихоокеанский срединный хребет. Таким образом, Баренцевоморско-Тайваньский линеамент является одним из крупнейших трансплитных, или глобальных, линеаментов. Он пересекает почти всю Евразиатскую литосферную плиту, ее границу (зону субдукции Марианско-Бонинской дуги) и Западно-Тихоокеанскую океаническую литосферную плиту. Движения по нему происходят с позднего рифея, динамика их в значительной мере сдвиговая.

Далее к северо-востоку расположен Пайхойско-Корейский линеамент. Он протягивается через структуры Новой Земли и Пай-Хоя, пересекает по диагонали Западно-Сибирскую плиту, включает Восточно-Саянский разлом (правосторонний сдвиг) и параллельные ему нарушения. На территории Монголии и Северного Китая дешифрируются лишь отдельные отрезки линеамента, многие из которых уже нанесены на геологические и тектонические карты. Линеамент хорошо выражен (на снимках и в распределении гранитных массивов) на юго-западном побережье п-ова Корея. В дугах Японских островов он прерывается. На продолжении линеамента в Филиппинском море располагаются разломы, ограничивающие с севера хребет Палау.

Следующим линеаментом северо-западного простирания является Североземельско-Алеутский. В западной части он протягивается по уступам континентального склона от Шпицбергена через Землю Франца-Иосифа до Северной Земли, где разломы северо-западного направления установлены геологическим картированием. Положение линеамента в море Лаптевых не выяснено. Восточнее он отчетливо прослежен дешифрированием и геологическим картированием через северное окончание Верхоянского хребта (Хараулахские горы), вдоль хребта Черского (Дарпирский разлом и параллельные ему нарушения) к п-ову Пьягина на северном берегу Охотского моря. Далее он пересекает Охотское море, п-ов Камчатка (где выражен правосторонними сдвигами) и на Камчатском мысу соединяется с разломами Алеутской дуги. Продолжение линеамента за пределы западной части Алеутской дуги неизвестно.

Линеаментов северо-восточного простирания в Евразии относительно немного. В Западной Европе выделяется Балеарско-Котласский линеамент. На юго-западе он начинается системой разломов Сьерра-Невады и Альпухарры в Испании, тянется далее через

Балеарские острова, по границе континентального склона на севере Лигурийского моря, пересекает Северные Апеннины и Динариды (вдоль Люблянского прохода). Испытав небольшое правосдвиговое перемещение по Красноморско-Боденскому линеаменту, рассматриваемая зона продолжается на линию Балатон, пересекает Паннонскую впадину, Карпаты, Русскую плиту. На Карпатах и в Белоруссии она установлена геологическим картированием (Стрыйский, Сущано-Пержанский и Минский разломы), на Русской плите описана В. Е. Хаиным как Волынско-Котласская зона или осевой авлакоген Московской синеклизы. Этот линеамент прослежен и в Печорской впадине, где определяет, в частности, положение надвигов гряды Чернышева. Возможно, что он проходит на Таймыр и далее на шельф Северного Ледовитого океана. Движения по линеаменту начались в рифее, важную роль играла раздвиговая составляющая.

Следующим является Атласско-Азовский линеамент. Он тянется вдоль структур Атласа, через Сицилию и Калабрию в поясе Тетис, в виде правостороннего сдвига пересекает Динариды (линия Шкодер—Печ и др.), а затем (только по данным дешифрирования) — Западные Балканы и Мизийскую плиту. Далее он простирается вдоль северного побережья Тарханкутского полуострова, северного берега Азовского моря (где разломы установлены с помощью геофизических исследований) и нижнего течения Дона до района Волгограда, где срезается другими линеаментами. В движениях по линеаменту значительна правосдвиговая составляющая; возраст движений мезозойско-кайнозойский.

Третьим трансконтинентальным линеаментом северо-восточного простирания является Алтынтагский. Наиболее ярко он выражен в хребте Алтынтаг вдоль юго-восточного края Таримской платформы, где представляет собой левосторонний сдвиг, сопровождаемый динамически связанными с ним надвигами. На юго-западе этот линеамент пересекает Гималаи, где дешифрируется фрагментарно, затем он прослежен на Индостане вдоль р. Сатледж, где ограничивает с юга Джеламский клин В Сулеймановых горах линеамент вновь теряется. В Аравийском море он, по-видимому, включает подводный хребет Меррей с узким грабеном вдоль осевой части. В северо-восточном направлении линеамент по диагонали пересекает Бейшань и Алашань, простирается вдоль поздневарисцийской Солонкерской складчатой зоны, затем — по юго-восточному краю каледонских структур Монголии и вдоль северо-восточных палеозойских складчатых структур Монголо-Охотского пояса (которые, в свою очередь, сменяются северо-восточными структурами Охотской ветви мезозойского вулканического пояса). Продолжение этого линеамента в Охотском море не установлено. Движения по линеаменту ориентированы в основном поперек его простирания. Начались они не позднее палеозоя.

Еще одним линеаментом северо-восточного направления является Катазиатский. Он прослеживается вдоль Катазиатской ветви мезозойского краевого вулканического пояса, через Желтое море к Корейскому щиту (где следует вдоль простирания складчатых структур и откартирован на поверхности) и далее по границе континентальной коры в Японском море до Татарского пролива. На Сахалине и в Охотском море линеамент проследить не удалось. Далее на континентальном продолжении линеамента расположена Пенжинская ветвь вулканического пояса, протягивающаяся до Чукотки.

Последняя зона линеаментов рассматриваемой подсистемы начинается северо-восточными разломами Калимантана и о-ва Палаван, упирающимися в Филиппинскую дугу. В Филиппинском море это же простирание имеет ряд разломов, пересекающих Марианскую дугу у ее сочленения с Бонинской дугой и продолжающихся далее на северо-восток, к поднятию Шатского. Динамика последних двух линеаментов не изучена, возраст движений мезозойский и кайнозойский.

Разломы северо-западной и северо-восточной диагональных подсистем на всем протяжении устойчивы по простиранию, но падение их по мере продвижения к северу становится несколько более крутым. Севернее 70° с. ш. они не прослеживаются (в противоположность геоморфологическим построениям И. И. Чебаненко [1963]), так же как и разломы меридиональной подсистемы.

Линеаменты третьей диагональной подсистемы характеризуются дугообразной конфигурацией. По мере продвижения к северу их простирание постепенно приближается к широтному, а затем плавно изменяется на противоположное. Дугообразность линеаментов свидетельствует о том, что они представляют собой следы наклонных к оси вращения Земли плоскостей. Угол наклона каждой такой плоскости определяется географической широтой точки смены простирания линеамента на обратное. Выделение линеаментов этой подсистемы во многих случаях бесспорно; иногда же они замаскированы структурами диагональных и широтной подсистем.

К этой подсистеме достаточно надежно может быть отнесена линия Карпинского, которая лучше всего выражена в сбросах южного ограничения складчатого Донбасса. Далее к северо-западу линия Карпинского совпадает с флексурой, разделяющей Украинский щит и Днепровскую мезозойскую синеклизу (юго-западная граница Днепровско-Донецкого авлакогена от нее существено отклоняется). Постепенно изменяя свое простирание на широтное, она пересекает Украинский щит вдоль горстообразной гряды возвышенностей, расположенных по границе двух основных структурных блоков щита — Волынского и Подольского. На юге Польши линия Карпинского следует вдоль северного борта Предкарпатского краевого прогиба. Западное ее продолжение дешифрируется в районе Чешского массива (где частично совпадает с южным ограничением Баррандова синклинория) и вдоль северного борта Предальпийского краевого прогиба вплоть до гор Монтань-Нуар.

На восток от Донбасса линия Карпинского надежно установлена дешифрированием, геофизическими и буровыми работами вплоть до Каспийского моря. В Закаспии линия Карпинского, видимо, расщепляется. Основная ее часть прослеживается вдоль Мангышлакского Каратау, южнее Султануиздага и на Гиссарском батолите (Сарматско-Туранский линеамент Д. П. Резвого) От нее последовательно ответвляются к югу флексуры и сбросы Туаркыра, Амударьинский и Бухарский разломы. По данным дешифрирования, все эти разломы прослеживаютсвя в области Тетис вплоть до Сулеймановых гор и отдельными фрагментами на левобережье Сатледжа. Характер и возраст движений по этим разломам в Индостане не установлены. Линеамент проявляется по крайней мере со среднего палеозоя, а также в мезозойскую и кайнозойскую эры шарнирными сбросовыми перемещениями.

К подсистеме дугообразных структур следует также относить Турано-Гималайский линеамент. Наиболее четко он выражен в Тянь-Шане (Таласо-Ферганский сдвиг). На северо-запад линеамент продолжается осевым разломом Большого Каратау с правосторонними сдвиговыми дислокациями. Северо-западное продолжение Каратауского разлома легко дешифрируется на космических снимках в Тургайском прогибе (где в глубинной структуре он отвечает юго-западному ограничению Южно-Тургайского массива) и прослеживается через Урал (в месте пересечения на детальных геологических картах установлены небольшие разломы северо-западного простирания). В Предуралье линеамент расщепляется на ряд параллельных ветвей, хорошо совпадающих с такими структурами, как Соль-Илецкий выступ и Самаркинская, Тимашевская, Большекинельская флексуры. Далее к северу он отклоняется к широтному простиранию и на Волге распадается на группу структур, расходящихся от Самарской Луки в виде «конского хвоста». Дальнейшее продолжение линеамента в широтном и юго-западном направлении не прослеживается.

Юго-восточная часть Турано-Гималайского линеамента состоит из ряда субпараллельных ветвей, представляющих собой геологически хорошо изученные правосторонние сдвиги (Западно-Куньлуньский, Упрангский, Кумбельский, Карашарский и др.) с позднепалеозойским и мезозойско-кайнозойским возрастом движений. Эти сдвиги прослеживаются вплоть до шва Инда — сутурной линии между Индостанской и Евразиатской плитами. По данным дешифрирования, они фрагментами прослежены внутри покровно-складчатого сооружения Гималаев, а также в Предгималайском прогибе. Сведения о характере выражения этих разломов в поверхностной геологической структуре Индостана отсутствуют. Таким образом, Турано-Гималайский линеамент представляет собой крупномасштабный правосторонний сдвиг, амплитуда которого изменяется вдоль простирания, что приводит к формированию динамически связанных со сдвигом надвигов и шарьяжей. Возраст перемещений позднепалеозойский и раннемезозойский с последующим унаследованным развитием. В юго-восточной части линеамента возраст движений омолаживается до кайнозойского с сохранением динамических особенностей.

Третья структура этой подсистемы, видимо, проходит внутри Баренцевоморско-Тайваньской зоны. К ней принадлежит линеамент, который ограничивает Казахский щит вдоль р. Иртыша, а затем, постепенно приобретая широтное простирание, пересекает Урал (в районе Свердловска), где сливается с широтным Московско-Охотским линеаментом. Северо-восточная ветвь этого линеамента, видимо, совпадает с Балеарско-Котласским линеаментом.

Достаточно надежно может быть причислен к подсистеме дугообразных структур и Пальмиро-Апшеронский линеамент. Он был уже давно прослежен в северной части Аравийской плиты и в Куринской впадине на Кавказе. Однако он протягивается и в За-

каспий к северным берегам Аральского моря (геологическое выражение его на этом отрезке не изучено), далее пересекает Тенизскую впадину и Ерменьтау, где фрагментами откартирован при геологических съемках, и переходит в систему разрывных структур фундамента, с которыми связаны Барабинские увалы. Вторая ветвь этого линеамента протягивается южнее Каспийского моря, пересекает Туранскую плиту, где на отдельных отрезках установлена геофизическими и буровыми работами, пересекает Центральный Казахстан параллельно известным Успенской и Спасской зонам разломов и также подходит к Барабинским увалам. Широтный отрезок этой линеаментной зоны располагается на Сибирской платформе вдоль Московско-Охотского линеамента. Здесь с ним плавно сочленяется северо-западная ветвь рассматриваемой дуги, следующая вдоль систем разломов, установленных геологическим картированием, через Байкало-Патомское нагорье, Забайкалье, Монголо-Охотскую систему и выходящая к диагональным разломам пролива Цугару между островами Хонсю и Хоккайдо. Наклон плоскостей всех четырех рассмотренных линеаментов к оси вращения Земли составляет 50—55°. Динамика и возраст движений по двум последним линеаментам еще не изучены.

Предположительно выделяется еще один дугообразный линеамент с наклоном плоскости около 75°. К нему, видимо, относятся северо-восточные структуры Таймыра, широтный уступ континентального склона в море Лаптевых, фрагменты северо-западных структур в Восточно-Сибирском море с их продолжением на Чукотку и Аляску.

Суммируя данные по геологическому строению и истории развития линеаментов Евразии, можно прийти к следующим заключениям.

1. Крупнейшие линейные тектонические структуры отражаются на космических снимках в виде линеаментов I ранга, совпадающих с зонами упорядоченного расположения разломов определенного направления. Общая протяженность таких структур меняется от 3000 до 6000 км и более, ширина — от первых десятков километров до 200—300 км (иногда до 1000 км). Такими линеаментами выражаются на поверхности Земли зоны глубинных разломов — реально существующие геологические образования, подтверждаемые на многих отрезках своего протяжения данными геологического картирования и геофизических зондирований. Правомерность объединения фрагментов линейных структур (одинаково ориентированных, но часто разобщенных) в единые протяженные зоны подтверждается единством характера тектонических движений на всем протяжении многих таких зон. Так, линия Штилле характеризуется раздвиговыми движениями, Турано-Гималайский линеамент — сдвиговыми, линия Карпинского — шарнирными сбросовыми и т. д. Линеаменты часто характеризуются определенным временем заложения, периодом развития и соответствующими постумными движениями. Отдельные их фрагменты могут иметь свои, иные геодинамические особенности и более древнее время заложения. По-видимому, такие фрагменты представляют собой механически включенные в линеамент более древние ослабленные зоны.

2. Ряд линеаментов характеризуется изменяющейся по простиранию динамикой и различным временем движений. Так, линеаменты северо-западного простирания, пересекающие Европу и пояс Тетис (Красноморско-Боденский, Эльбско-Загросский), в пределах Европы имеют палеозойский возраст движений (преимущественно вертикальных), а в поясе Тетис по ним отмечаются сдвиговые перемещения мезозойского—кайнозойского возраста. По Нарвско-Амударьинскому линеаменту в пределах Русской плиты отмечаются рифейские раздвиговые движения с постумными палеозойскими дислокациями, а в пределах Туранской плиты — мезозойские сбросовые движения. Для Турано-Гималайского линеамента характерны правосдвиговые движения, однако время их проявления меняется от позднего палеозоя—раннего мезозоя в западной и центральной частях линеамента до позднего мезозоя и кайнозоя в восточной его части.

3. Крупнейшие линеаменты Евразии образуют две совокупности, резко различные по соотношению с блоковыми структурами литосферы. К первой относятся линеаменты, образующие границы современных или древних литосферных плит и мегаблоков континентальной, переходной или океанической коры. Ко второй принадлежат линеаменты, секущие границы литосферных плит и блоков земной коры. Первая совокупность обнаруживает связь с геологическим строением континента Евразия, вторая совершенно определенно связана с фигурой Земли и с действием ротационных сил. Наиболее вероятно, что расположение линеаментов секущей сети фиксировано по отношению к неизменному положению оси вращения Земли (изменение положения оси невозможно вследствие гироскопического эффекта). Наоборот, линеаменты граничной сети тесно связаны со

структурой литосферных плит и мегаблоков земной коры, которые в соответствии с данными геолого-тектонических и палеомагнитных исследований изменяли свое взаимное расположение по отношению к оси вращения. Выше было выделено несколько рангов секущих планетарных структур. Структурами I ранга в восточной части северного полушария являются Урало-Оманский, Верхояно-Марианский, Баренцевоморско-Тайваньский и, возможно, Эльбско-Загросский. Они пересекают целиком не менее двух литосферных плит, характеризующихся резко различными направлениями внутримантийных течений, и являются секущими структурами по отношению во всей литосфере. Структурами II ранга являются трансконтинентальные линеаменты, пересекающие целиком континентальные мегаблоки и рассекающие земную кору промежуточного и океанического типов. Эти линеаменты являются секущими по отношению к земной коре.

Н. С. Шатский [1948], описывая Транскавказский линеамент, указывал на то, что наличие огромных тектонических структур и движений, охватывающих самые разнообразные по строению участки земной коры, ставит вопрос об общности движений и, вероятно, об общности процессов изменения вещества в глубинных оболочках Земли под весьма различными поверхностными структурами. Применяя этот подход к трансплитным и трансконтинентальным структурам, по отношению к которым «поверхностными» структурами являются границы не только разновозрастных складчатых систем или континентальной и океанической коры, но и границы крупнейших литосферных плит, можно утверждать, что секущие линеаменты первых двух рангов имеют подастеносферное, внутримантийное заложение. Форма проявления таких структур в мантии, видимо, имеет мало общего с привычным понятием «разлом», но градиенты изменения скоростей движения и свойств вещества в пределах структур должны быть существенно бóльшими, чем вне их.

4. Противоречие, заключающееся в одновременном существовании активных подастеносферных зон, фиксированных относительно оси вращения Земли, и перемещающихся над ними литосферных плит и блоков, является только кажущимся. Видимо, горизонтальные перемещения не могут осуществляться совершенно свободно, но предопределены и регулируются сетью подастеносферных структур, которые в значительной мере определяют направление перемещения, угол поворота и место столкновения литосферных плит и блоков.

На качественном уровне такое предположение подтверждается взаимоотношением горизонтальных движений по линеаментам и направлением движения микроплит в поясе Тетис. Конфигурация граничных структур подчеркивает существование хорошо известных ранее четырех пережимов пояса — Гибралтарского, Сирийского, Пенджабского и Бирманского, отчетливо выраженных на схеме линеаментов. Каждый пережим сопровождается с запада левосдвиговыми, а с востока правосдвиговыми линеаментами (впервые это было установлено для Пенджабского пережима П. Молнаром и П. Таппонье [Molnar, Tapponnier, 1975]). Таким образом, существование линеаментов трансконтинентального значения отнюдь не противоречит, но, более того, подтверждает большие горизонтальные перемещения при закрытии пояса Тетис.

Непреодолимым препятствием для палинспастических реконструкций может показаться вполне определенная связь линеаментных сетей Индостана и Северной Евразии. Однако следует обратить внимание на то, что древние линеаменты, хорошо совпадающие с внутренней структурой Индийской платформы (линеамент Нармада—Сон и др.), не прослеживаются за пределы Индостанского блока, а линеаменты, продолжающиеся в Индостан с севера и запада, обнаруживаются только на космических снимках и не имеют сколько-нибудь значительного структурного выражения в геологическом строении. По-видимому, подастеносферные структуры, над которыми находится ныне Индийская платформа, успели только «пробить» литосферу системами тектонической трещиноватости, которые уже отражены в рельефе, но не оказали еще заметного влияния на распределение фаций и мощностей осадочного чехла, на его внутреннюю структуру и поэтому не установлены геологосъемочными и геофизическими исследованиями.

Наконец, внутреннее строение некоторых линеаментов может быть правдоподобно объяснено только горизонтальными перемещениями. В частности, Баренцевоморско-Тайваньский линеамент, выраженный относительно узкой полосой структур в пределах группы блоков Китайской платформы, севернее, в Урало-Монгольском складчатом поясе, резко расширяется до зоны субпараллельных разломов шириной во много сотен километров. Можно предположить, что эта зона сформировалась при разнонаправленных перемещениях соответствующей части Урало-Монгольского пояса над одной и той же «горячей линией» внутри мантии (своеобразным аналогом «горячей точки»),

т. е. узкая активная зона внутри мантии может порождать широкую зону дислокаций в земной коре.

Детальные палинспастические реконструкции Евразии требуют комплексирования палеомагнитных, палеографических, формационно-тектонических исследований при обязательном учете данных дешифрирования глобальных и трансконтинентальных структур.

5. Данные о длительном развитии глубинных разломов и линеаментов, с нашей точки зрения, не могут служить основанием для отрицания горизонтальных перемещений. Сторонники фиксизма, как правило, недооценивают активность и длительность постумных перемещений по разломам, отрезанным от своих корней в мантии. Многочисленные примеры палеозойских островных дуг и континентальных подножий, описанные в западной части Урало-Монгольского пояса, продолжали активно развиваться и на орогенном этапе, контролируя распределение гранитоидов, субсеквентных эффузивов, красноцветных континентальных. моласс. В несколько ослабленной форме такие разломы «доживают» до платформенного и неотектонического этапов. По-видимому, сформировавшиеся в земной коре неоднородности могут служить причиной дифференцированных тектонических движений на протяжении сотен миллионов лет.

6. Сеть трансконтинентальных линеаментов в Евразии имеет планетарное значение. Закономерностям этой сети подчиняются и основные структуры океанов. Достаточно вспомнить широтные трансформные разломы и меридиональные простирания структур срединного хребта в Атлантическом океане, устойчивые северо-западные и северо-восточные простирания срединных рифтовых хребтов и трансформных разломов в Индийском и Тихом океанах, субширотные трансформные разломы в восточной части Тихого океана.

Сопоставляя известные данные по планетарным структурам Луны, Меркурия, Марса, некоторых спутников Юпитера, мы видим, что для всех этих планет характерна сеть структур, диагональных к оси вращения. Лишь на Марсе в приэкваториальной части появляются крупные структуры широтного простирания (рифтовая долина, в частности). Примеров же чисто меридиональных структур, столь широко развитых на Земле, нет ни одной из этих планет. Причиной такого отличия Земли является ее активная геологическая жизнь.

Глава 25

КРУПНЕЙШИЕ КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Изучение аэро- и космоснимков показало широкую распространенность кольцевых структур различных размеров: от образований диаметром в десятки—сотни метров—первые десятки километров, обнаруженных по аэроснимкам, до выделенных по космоснимкам крупных структур диаметром в несколько сотен километров. Сочетание мегалинеаментов и крупнейших кольцевых структур определяет основные черты земной поверхности [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976, 1978а; Dolivo-Dobrovolsky, 1978].

Кольцевые структуры отвечают реальным геологическим телам. Как правило, это жесткие овальные блоки, огибаемые или раскалываемые линейными зонами повышенной проницаемости. Для овальных блоков характерны дифференцированные неотектонические движения, проявленные в ландшафтах и в геофизических полях. Большинство исследователей считают кольцевые структуры большого диаметра древними.

Небольшие по размерам кольцевые структуры, выявляемые по аэрофото- или РЛ-аэроснимкам и иногда видные на космических снимках, обычно достаточно хорошо изучены. Структуры экзогенного происхождения в классификации Е. С. Кутейникова разделяются на аккумулятивные (грядово-мочажинные, рифовые, аллювиальные, ледниковые, криогенные, эоловые), денудационные (останцовые, оползневые, ледниковые), просадочные (термокарстовые, суффозионные, карстовые). Они развиваются в рыхлых гомогенных толщах и округлой формой иногда обязаны овальным блокам фундамента.

Вулканические и вулкано-плутонические кольцевые структуры имеют размеры от первых километров до первых десятков километров. Природа вулкано-тектонических кольцевых структур весьма сложна. Часто вулканизм лишь

обновляет ранее сформировавшиеся блоки фундамента излияниями магмы по кольцевым или радиальным разломам и движениями овальных блоков над формирующимися, а затем опустошающимися магматическими очагами [Применение..., 1981]. Структуры этого типа наблюдаются на мелкомасштабных фото- и РЛ-аэроснимках. На космических снимках подтверждаются некоторые из кольцевых структур, выявленнных по РЛ-аэроснимкам, и выделяются более крупные кольцевые и круговые вулкано-плутонические постройки [Применение..., 1981].

Недостаточно изучены прототектонические плутонические кольцевые структуры, которые создаются концентрическим строением платформенных и субплатформенных интрузий, системами спаянных между собой отдельных центров гранитообразования и т. д. [Применение. , 1981, Доливо-Добровольский, 1972, 1977].

Ряд дешифрирующихся по аэро- и космоснимкам кольцевых структур отвечают изометричным в плане складчатым формам: соляным куполам, брахиструктурам (иногда их овальная форма предопределена блоками фундамента), гранито-гнейсовым куполам и т п Эти типы структур часто приурочены к пересечениям дешифрируемых разломов

Хорошо изучены метеоритные кольцевые структуры небольшого диаметра и тектонические кольцевые структуры отколового типа (по А И. Петрову) [Петров и др., 1964, 1971; Плотников и др., 1969].

Происхождение крупнейших кольцевых структур диаметром порядка 100 км и более, выделяемых по космическим снимкам, не очевидно Из многочисленных гипотез, объясняющих природу этих структур, можно выделить метеоритную, тектоническую, неотектоническую, панвулканическую и гранитоидную.

Метеоритные или импактные структуры (астроблемы) вызваны падением метеоритов. Для структур (кратеров) небольших размеров характерны кольцевые разломы, концентрический вал, окаймляющий пологую депрессию; для больших кратеров — центральное поднятие в ядре, признаки ударного метаморфизма в текстурах пород и минеральном составе, концентрический план наложенных геофизических полей, подъем глубинных слоев в ядре, сокращение мощности «гранитного» слоя [Взрывные..., 1968; Заболоцкий, 1972, Замараев и др., 1975; Масайтис и др., 1975]. Астроблемы изучались различными дистанционными методами. С помощью комплекса РЛ-аэроснимков и геофизических материалов изучалась Карская астроблема [Осолодков и др , 1975]. (Исследователи пришли к выводу о неметеоритном происхождении этой структуры). Хотя бесспорные, эталонные астроблемы имеют небольшие размеры, ряд геологов связывают с метеоритными ударами чуть ли не все кольцевые структуры (особенно большого диаметра и проблематичного генезиса). Однако метеоритная гипотеза не столь универсальна. Пространственное распределение структур космического происхождения должно быть случайным, однако кольцевые структуры занимают определенное положение в геологическом строении [Доливо-Добровольский, 1974, Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976, 1978а, Dolivo-Dobrovolsky, Strelnikov, 1978] Сохранность древних астроблем маловероятна из-за их тектонической пассивности, отсутствия связи с эндогенными процессами [Масайтис и др., 1975]. Они проявляются лишь в избирательной денудации по кольцевым разломам, не поддерживаются ни ротационными силами (как мегалинеаменты), ни тектоническими процессами. На снимках отчетливо видны лишь относительно молодые астроблемы

Доказанная древность крупных кольцевых структур иногда истолковывается как свидетельство энергичной метеоритной бомбардировки в докембрии Это правильно лишь для планетарной эпохи формирования Земли из метеоритного роя, когда падение крупных метеоритов вызывало образование первичных неоднородностей Земли При последующем формировании земных оболочек эти неоднородности не могли сохраниться (как сохранились, например, масконы на Луне), а гипотеза «великой катастрофы» вообще исключает их сохранение [Hess, 1962] Теоретические расчеты показывают, что случаи возможного формирования крупных астроблем ничтожно редки по сравнению с действительным наличием крупных кольцевых структур

Обсуждаются возможности ядерных превращений (в частности, алюминия в кремний [Choubert, 1977]) при высоких давлениях и температурах в зоне метеоритного удара. В экспериментах с подземными ядерными взрывами ясных доказательств возможности таких реакций (сиализации пород, формирования гранитоидов) не получено.

Тектонические гипотезы связывают формирование овальных блоков с тектоническими напряжениями. В. В. Соловьев выделяет «геоконы» и «астеноконы» —

конусы с вершинами на разных горизонтальных границах земной коры и мантии [Структуры..., 1978]. По А. И. Петрову [Петров и др., 1971, Скарятин, 1976], формирование таких блоков обусловлено наличием точечных долговременных источников тектонических напряжений. Последние отождествляются с очагами землетрясений. Однако эпицентры известных землетрясений приурочены либо к линейным, либо к кольцевым разломам (т е. к границам движущихся крупных блоков), но отнюдь не к их центральным тектонически спокойным частям [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978а, Dolivo-Dobrovolsky, Strelnikov, 1978] Поэтому механизм структур отколового типа применительно к формированию крупнейших кольцевых структур пока недостаточно доказан.

Неотектонические гипотезы рассматривают крупные овальные блоки как отражение недавнего глубинного перераспределения вещества [Шульц, 1974]. Однако наличие современной неотектонической активности овальных блоков не доказывает их недавнего становления. Оно лишь свидетельствует о существовании глубинной латеральной неоднородности, поддерживающей эту активность овальных блоков. С. С. Шульц отмечал, что неотектонические воззрения возникают, когда при беглом анализе геолого-геофизических данных не находится подтверждения выявленных структур. Однако именно молодые кольцевые структуры должны находить четкое отражение в региональных геофизических полях. В действительности же линейные геофизические поля накладываются или приспосабливаются к более древней кольцевой тектонике.

Панвулканические гипотезы объясняют происхождение крупнейших овальных блоков механизмами вулкано-тектоники при огромных масштабах излияний. Однако вулкано-плутонические структуры таких размеров неизвестны, а крупные овальные вулкано-тектонические депрессии отвечают, по-видимому, овальным блокам довулканического фундамента, обновленным вулкано-тектоникой.

Ряд авторов рассматривают крупнейшие кольцевые образования как первичные структуры земной коры, сформированные архейским основным вулканизмом на океанической коре (зеленокаменные ядра континентов), проводя аналогию с «лунными морями». Однако подобные аналогии недостаточно корректны [Доливо-Добровольский, 1974, Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976, 1978а, Dolivo-Dobrovolsky, Strelnikov, 1978]. На Луне отсутствует «гранитный» слой, определяющий неповторимое своеобразие земной коры. Лунные моря — не древние; они сформированы относительно молодыми вулканическими излияниями на жесткую континентальную (для Луны) габбро-анортозитовую кору; их аналогами должны быть, скорее всего, тунгусские траппы Действительно, такие структуры выделены Е Н. Сапожниковой в Восточной Сибири. По мнению ряда исследователей, зеленокаменные комплексы архея и протерозоя формировались на уже существовавшей сиалической коре. При анализе космических снимков (см.: [Bodechtel, Crieloff-Emden, 1969, с. 95]) видно, что они огибают более древние гранитные или гранито-гнейсовые ядра или ложатся на них несогласно.

Излияние архейских базальтов на гранитное основание может привести к формированию крупных панвулканических синформных структур. Таково, по О. Б. Гинтову [1978], происхождение Северо- и Южно-Украинского концентров, выявленных по геофизическим данным. К панвулканической группе гипотез относятся идеи В. Г. Гутермана [1977] о кольцевых структурах как о центрах остывания гомогенной первично расплавленной земной поверхности. Однако такие крупнейшие структуры должны быть синформными, а они, как правило, антиформны.

Поскольку известные зеленокаменные пояса заложены на сиалическом основании, предприняты поиски еще более древних зеленокаменных поясов как первичных структур древнейшей океанической земной коры, М. З. Глуховский [1976, 1978; Глуховский, Павловский, 1973] в пределах сочленения Алданского щита и Становой складчатой зоны выделяет по космическим снимкам крупные кольцевые структуры диаметром до 350 км как структуры катархейского (доалданского) становления первичного базальтового слоя. Это чашеобразные структуры, сложенные катархейскими пироксенсодержащими сланцами и гнейсами, ранее включавшимися в разрезы курультинского, гонамского, джелтулинского и других комплексов архея и протерозоя. По химическому составу эти породы близки к толеитовым базальтам, но с повышенным содержанием Mg, Fe, Rb, Ba, Sr и литофильных элементов. В нижних частях разреза находятся согласные со структурами тела анортозитов; характерны условия гранулитовой фации метаморфизма высоких давлений (10—14 кбар), как в региональных зонах смятия. В статиграфических схемах Сибири эти комплексы находятся в разных частях разреза архея и даже нижнего протерозоя. Из-за положения в тектонических блоках реальные геологические взаимоотношения этих комплексов со стратотипическими не ясны [Салоп, 1973; и др.].

Перечисленные признаки сближают эти комплексы с породами гранулитовой формации на Балтийском щите (состав — пироксеновые сланцы и анортозиты, условия гранулитовой фации метаморфизма высоких давлений — 8—14 кбар, синформные структуры, положение в пределах крупнейшей региональной зоны смятия Главного Беломорского разлома [Богданов и др., 1974, 1980; Bylinsky et al., 1977]). Однако на Балтийском щите они не могут рассматриваться как возрастные аналоги катархея.

Гранитоидная гипотеза происхождения крупнейших кольцевых структур [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1974, 1976, 1978а; Применение..., 1981; Dolivo-Dobrovolsky, Strelnikov, 1978] связывает формирование овальных блоков с различными этапами становления «гранитного» слоя земной коры. Действительно, во-первых, такие блоки почти повсеместно проявлены как жесткие массивы, огибаемые или рассекаемые линейными структурами, т. е. слагают ядра стабилизации земной коры, образование которых связано с эпохами гранитизации. Во-вторых, изометричные в плане структуры возможны лишь в гомогенном веществе, а основным фактором гомогенизации являются процессы гранитообразования. В-третьих, гранитоидные массивы, образовавшиеся in situ, всегда имеют изометричное в плане строение или состоят из спаянных воедино отдельных изометричных ядер. В-четвертых, огромные масштабы гранитообразования на средних стадиях развития подвижных поясов, сопровождавшегося не менее чем 10%-ным увеличением объема горных пород, и другие факторы объясняют энергетические проблемы формирования крупных кольцевых структур.

Наличие последовательных стадий развития «гранитного» слоя отражено в различных типах кольцевых структур: гранитных овалах, гнейсовых овалах, овальных структурах докембрийского гранитообразования, фанерозойских срединных массивах, структурах фанерозойского гранитообразования [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978а].

Гранитные овалы — это ядра формирования первичного гранитного слоя Земли на «догеологическом» этапе становления ее оболочек [Богданов и др., 1976, 1980; Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976, 1978а; Belaev et al., 1977; Dolivo-Dobrovolsky, Strelnikov, 1978]. О протогранитном фундаменте самых древних супракрустальных серий (беломория — алдания) свидетельствуют налегание их на гранитный фундамент, состав древнейших терригенных образований, происшедших при размыве сиалических пород [Горлов, 1967, 1972, 1975; Борукаев, 1971; Берзинь и др., 1974; Елизаров и др., 1976; Шейнман, 1976; Брюханов и др., 1977; Методические..., 1977; Condie, 1967a, b, 1973; Kroner, 1976, 1977; Moorbath, 1977; Gorman et al., 1978; Winley, Davies, 1978], специфические особенности протогранитов, выделенных в отдельную формацию [Кратц и др., 1975], баланс сиалического и симатического вещества в земной коре [Лукьянов, 1965] и т. п. Гранитные овалы возникают в местах выплавки первичного гранитного слоя; позднее формируются кольцевые разломы, выделяющие мегаблоки овалов.

Анализ комплекса геологических, геофизических и дистанционных данных позволил выделить следующие поисковые признаки гранитных овалов [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978а; Dolivo-Dobrovolsky, Strelnikov, 1978]: 1) концентрические кольцевые разломы с диаметрами в сотни километров; 2) ареалы протогранитов и протодиоритов с грубой центральной симметрией (иногда не вскрытые эрозией); 3) признаки ядер ранней стабилизации (предполагаемых областей сноса сиалического вещества, формирующего древнейшие супракрусты, которые как бы обтекают центры овалов, к периферии увеличиваясь по мощности и изменяясь по формационному составу); 4) увеличение мощности «гранитного» слоя в эпицентрах выплавки протогранитного слоя при уменьшении общей мощности земной коры; 5) использование линейными структурами близких по простиранию фрагментов кольцевых разломов, резкие изменения их простираний при пересечении овалов; 6) блоковые движения на платформенных этапах, дугообразно изогнутые узкие неотектонические депрессии по периферии; 7) слабое отражение в гравитационном и магнитном полях из-за затушеванности линейными аномалиями.

Гнейсовые овалы образуются в результате следующего важнейшего этапа становления «гранитного» слоя и стабилизации земной коры [Салоп и др., 1973]. Сиалические массы сосредоточиваются в них в результате как палингенеза древнейших осадков сиалического ряда и реоморфизма гранитного фундамента, так и продолжающегося процесса разделения Земли на оболочки с выплавкой коровых гранитов. Вместе с гранитными гнейсовые овалы образуют первичные формы овальной делимости земной коры [Доливо-Добровольский, 1974]. После катархея сиалическая оболочка формировалась не повсеместно, а локально: по периферии уже стабилизировавшихся ядер гранитных овалов, в зонах относительно тонкой земной коры, характеризующихся высокой мобильностью, интенсивными вулканическими и термическими проявлениями. Только в дальней-

шем (позднее архея) тепловые потоки приурочиваются к линейным зонам, а литосфера разделяется на кратоны и подвижные пояса [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978а; Dolivo-Dobrovolsky, Strelnikov, 1978]. Необходимым условием для этого является достаточная жесткость земной коры, близкая к современной [Салоп, 1971]. В более жесткой коре нелинейные структуры продолжали возникать как овалы в ранге мегаблоков или сложных блоков [Красный, 1972].

В работах [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978а; Dolivo-Dobrovolsky, Strelnikov, 1978] выделены следующие поисковые признаки гнейсовых овалов: 1) концентрические кольцевые разломы диаметром свыше 100 км; 2) положение в центрах архейских бассейнов осадконакопления; 3) дугообразно изогнутые складчатые структуры археид с грубо центральной симметрией и некоторыми другими признаками [Салоп, 1971]; 4) дугообразно изогнутые магнитные и гравитационные аномалии; 5) увеличенная мощность «гранитного» слоя и, возможно относительно менее четкое выражение по сейсмическим данным границы Конрада (в связи с процессами постепенно нарастающего реоморфизма крупнейших блоков при формировании гнейсовых овалов); 6) автономность блоковых движений овалов или их частей на платформенных этапах, определяющая проникающие кольцевые разломы, изменения мощностей и фациального состава в осадочном чехле; 7) кольцевой мозаичный план современного рельефа, дугообразно изогнутые гряды, разделенные депрессиями (на территории плит дугообразно изогнутые валы и депрессии рельефа фундамента, в общих чертах повторяемые рельефом земной поверхности).

Овальные структуры докембрийского гранитообразования связаны в основном с саамской эпохой. Кольцевые разломы по периферии этих структур одновозрастны с ними и отражают реакцию пород на увеличение объема при гранитизации [Былинский и др., 1978; Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976, 1978а].

Мощный процесс саамского гранитообразования не имеет по масштабам аналогов в последующие эпохи, затрагивает как области архейских бассейнов, так и фундамент археид. По пересечению кольцевых структур выделяют четыре акта гранитообразования. В первых двух образованиях диоритовые и гранитные ареалы в архейских супракрустах, а в последующих (после небольшого перерыва [Кратц и др., 1975]) — диоритовые и гранитные ареалы в протогранитном фундаменте. Формирование гранитных и гнейсовых овалов и овальных структур привело к становлению жесткой внешней оболочки Земли. С этого времени началось развитие системы глобальных линейных структур с использованием фрагментов кольцевых разломов, по простиранию близких к генеральным простираниям линейной складчатости [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976, 1978а; Dolivo-Dobrovolsky, Strelnikov, 1978].

В более поздние эпохи докембрия образовывались кольцевые структуры меньших размеров и происходил реоморфизм саамских. Масштабы корового гранитообразования сокращались; оно заменялось реоморфизмом протогранитов и осадочной оболочки как продукта дезинтеграции первичного сиалического слоя. Поэтому в дальнейшем интенсивность гранитообразования зависела от мощности осадков, накопленных в подвижных поясах.

Выделены следующие поисковые признаки и отличительные черты овальных структур докембрийского (саамского) гранитообразования [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978а; Dolivo-Dobrovolsky, Strelnirkov, 1978]: 1) изометричность в плане структуры, наличие ограничивающей системы кольцевых разломов с диаметрами в десятки—первые сотни километров; 2) мигматитовые формации в пределах фундамента археид, изометричные (однородные или с центральной симметрией) складчатые структуры реоморфического типа в супракрустальных толщах над ними; 3) соотношение с вышележащими структурами, аналогичное таковому для фанерозойских срединных массивов; 4) изометричные, иногда с центральной симметрией региональные аномалии магнитного и гравитационного полей (диоритовые ареалы сопровождаются положительными гравитационными аномалиями); 5) однородность блока в неотектонических движениях. При последующих преобразованиях подвижных поясов или на платформенном этапе описываемые структуры, так же как гранитные и гнейсовые овалы, играли роль жестких блоков.

Овальные структуры фанерозойских срединных массивов представляют собой блоки в поле срединных массивов, ограниченные кольцевыми разломами. Впервые они выделены на территории Западного Прибалхашья [Доливо-Добровольский, 1974].

Известно, что срединные массивы, представляющие собой обломки платформ, на которых закладывались геосинклинальные прогибы, частично захватываются синхронными эндогенными процессами, которые приводят к обновлению в их пределах древних

структурных форм (в частности, кольцевых) [Розен и др., 1974]. В ряде случаев наблюдаются дугообразно изогнутые по фрагментам кольцевых структур сопряжения срединных массивов с линейными геосинклинальными поясами; нелинейные структуры догеосинклинального фундамента, разбивающие линейную форму срединных массивов, обусловленную подвижными поясами, на ряд спаянных между собой, часто срезанных и потом обновленных изометричных глыб; синхронный магматизм, структурно подчиненный древним изометричным структурам (а для гранитоидов и по вещественному составу отвечающий гранитизации догеосинклинального фундамента [Розен и др., 1974]). Таким образом, совпадение эндогенных процессов в геосинклинальных системах и срединных массивах носит временной характер, а по форме проявления (и по источнику вещества — для гранитоидов) является унаследованным развитием древнего структурного плана догеосинклинального основания.

Овальные структуры срединных массивов отличают следующие их характеристики [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978а; Dolyvo-Dobrovolsky, Strelnikov, 1978]: 1) кольцевой план разрывной тектоники, сочетание дугообразных и прямолинейных сопряжений срединных массивов с геосинклинальными системами, продолжение дугообразных фрагментов разломов в теле массивов; 2) изометричный план структур основания; 3) использование кольцевых разломов срединных массивов магматизмом, синхронным с геосинклинальным магматизмом; 4) влияние кольцевого плана на структуры последующих осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов как результат автономных движений овальных блоков и их частей на разных этапах развития; 5) изометричные гомогенные блоки современного рельефа; 6) дугообразно изогнутые магнитные и гравитационные аномалии, подчеркивающие древнюю структуру основания и магматические тела.

Овальные структуры фанерозойского гранитообразования формируются на инверсионном этапе развития фанерозойских геосинклиналей. Они представлены в рангах простых или сложных блоков, реже мегаблоков [Красный, 1972]. Впервые такие блоки отдешифрированы С. И. Стрельниковым по космическим снимкам Урала. А. В. Доливо-Добровольский выдвинул предположение о формировании их как центров гранитообразования [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976, 1978а; Dolivo-Dobrovolsky, Strelnikov, 1978]. Близкие идеи высказаны М. А. Фаворской [Анализ..., 1979; Фаворская и др., 1969, 1974; и др.] о становлении так называемых очаговых магматических структур I рода (очаговые структуры II рода — это вулкано-плутонические кольцевые структуры). Структуры этого типа — центры продолжающегося роста континентальной земной коры. Область инверсионного антиклинория разделяется при этом на ряд отдельных овальных блоков, отвечающих формам глубинного гранитообразования. Эти блоки еще не выведены на поверхность в процессе эрозионного среза. Форма наблюдающихся в их пределах гранитоидных интрузий (перемещенных, выжатых из центра гранитообразования) отвечает сочетанию дуговых и линейных ослабленных зон в верхних ярусах.

Увеличение при гомогенизации осадков их исходного объема и формирование огромных однородных пластично-вязких массивов обусловливают становление новых кольцевых структур, отмечающих эпицентры гранитообразования. Сводовое воздымание перекрывающих толщ с формированием кольцевых разломов лишь частично связано с интрузивной деятельностью и способствует наращиванию «гранитного» слоя. Если овальные структуры срединных массивов — это более ранние жесткие блоки, обтекаемые линейными структурами, то кольцевые разломы овальных структур гранитообразования накладываются на линейные области. Гранитоидные массивы подчинены плану как линейных, так и кольцевых разломов и не всегда достаточно ясно обрисовывают овальные структуры, хотя максимальная насыщенность гранитными телами характерна для последних.

Внедрение интрузий и проседания по кольцевым разломам над опустошающимся магматическим очагом обновляют овальные структуры фанерозойского гранитообразования. Все это приводит к стабилизации, нарушаемой «горячими точками» позднегеосинклинального магматизма. Местоположение центров фанерозойского гранитообразования определяется пересечениями зон крупнейших разломов или, быть может, догеосинклинальными сиалическими овальными блоками [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976, 1978а; Dolivo-Dobrovolsky, Strelnikov, 1978].

Овальные структуры фанерозойского гранитообразования характеризуются следующими отличительными особенностями [Доливо-Добровольский, Стрельников, 1978а; Dolivo-Dobrovolsky, Strelnikov, 1978]: 1) кольцевые разломы диаметром в первые сотни километров; 2) положение в пределах инверсионных антиклинальных структур; 3) наложение кольцевых разломов на линейную структуру подвижных поясов, отсутствие при-

способления линейных структур к овальным блокам; 4) сгущение гранитоидных интрузий (при небольшом эрозионном срезе максимум последних находится в ядре овальной структуры, при глубоком — в периферических частях); 5) чечевицеобразные области увеличения мощности «гранитного» слоя, сопровождаемые погружением других границ (эффект «корней гор»); 6) региональные минимумы силы тяжести; 7) в современном рельефе наложение овальных блоков на линейные структуры.

Овальные структуры областей активизации формируются при гранитообразовании, тектоно-магматической активизации; диаметры их — первые сотни километров. Их детально изучали М. А. Фаворская, Н. И. Томсон, И. К. Волчанская и другие сотрудники ИГЕМ структурно-геоморфологическими и дистанционными методами [Анализ..., 1979; Фаворская и др., 1974]. По мнению М. А. Фаворской, И. К. Волчанской и др. (устное сообщение), овальные структуры, скорее всего, были заложены до этапа активизации, возможно еще в докембрии, и впоследствии обновлены.

Установление крупнейших кольцевых структур способствовало развитию «ринговой» концепции региональной металлогении [Брюханов и др., 1977; *Былинский и др., 1978*; Глуховский и др., 1977, 1978; Доливо-Добровольский и др., 1980; Буш и др., 1980; Ставцев, Ботов, 1975, 1979; Saul, 1978; и др.]. Эти представления наряду с другими, также связанными с развитием дистанционных методов, обобщены в обзоре [Доливо-Добровольский и др., 1980].

Перечисленные типы кольцевых структур и гипотезы их происхождения, по-видимому, не исчерпывают всех возможных типов этих структур.

Глава 26

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ, АСПЕКТЫ И ПРОБЛЕМЫ ДЕШИФРИРОВАНИЯ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ЛИНЕАМЕНТОВ И КОЛЬЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Практика выделения на космических изображениях Земли различного рода линеаментных и кольцевых (круговых) образований показала, что это не такое простое дело, как может показаться на первый взгляд. Об этом свидетельствует прежде всего большое разнообразие схем дешифрирования, в том числе выполненных по одной и той же территории и по одним исходным материалам. Очевидно, что критерии, которыми руководствуются исследователи, выделяя линеаменты и кольцевые образования, достаточно различаются. Немаловажное значение имеет, очевидно, опыт дешифровщика и предварительное его знакомство с изучаемой территорией.

Еще более разнообразным является подход к геологической интерпретации линеаментов и кольцевых образований. Это разнообразие определяется многими факторами, из которых важнейшими являются содержание решаемой задачи, характер геологического объекта, уровень предварительных знаний о нем и теоретические позиции исследователя (включая методологические основы дешифрирования).

Разделение процесса изучения объекта на дешифрирование и интерпретацию несколько условно. Элемент интерпретации в большей или меньшей степени имеется уже на стадии дешифрирования. В зависимости от уровня предварительных знаний и характера решаемой задачи (а исследования чаще всего имеют целевую направленность) при дешифрировании неизбежно проводится не только выделение, например, линеаментов, но и их определенная классификация, подразделение. Это обстоятельство и предопределяет различия в схемах дешифрирования, о которых упоминалось выше.

Поэтому, говоря о принципах дешифрования и интерпретации линеаментов и кольцевых образований, вряд ли можно предполагать существование некоего канона, обязательного для всех исследователей. Наши знания о рассматриваемых образованиях слишком еще малы для этого. Метод исследования также не разработан в достаточной мере. Вместе с тем накопленный опыт позволяет уже сейчас сделать ряд важных выводов принципиального характера, которые необходимо иметь в виду при дальнейших исследованиях с применением аэрокосмической информации.

Общие методологические вопросы использования космической информации в геологии рассмотрены в первой части монографии (см. также: [Макаров, Скобелев и др., 1974; Макаров, Трифонов, Щукин, 1974; Макаров, Соловьева, 1976; Геологическое..., 1978; Анализ..., 1979; Трифонов, 1979; Макаров, 1981а—в]). Здесь мы остановимся на некоторых

более конкретных методических аспектах решения геологических задач с использованием космических изображений.

Прежде всего необходимо, очевидно, исходить из трех главных условий, определяющих возможности, ширину и глубину проведения исследований: 1) поставленной задачи; 2) характера и качества имеющейся космической информации и 3) количества и качества «априорной» информации о подстилающей поверхности и строении литосферы.

В настоящее время в распоряжении исследователей имеются весьма разнообразные материалы космических съемок [Гонин, 1980]. Они различны по способам получения изображений, по высоте, с которой осуществляются съемки, по площади охвата (обзорности), по разрешению, спектральному диапазону, масштабу и по возможностям необходимых трансформаций и преобразований. Естественно, что во всех этих различиях заключаются объективные причины существующих различий в схемах дешифрирования и в интерпретации.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ И КЛАССИФИКАЦИЯ ЛИНЕАМЕНТОВ И КОЛЬЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Мы считаем, что назрела необходимость в выработке единого принципа, согласно которому из всего множества линий и штрихов, более или менее узких полос и границ, видимых на космическом изображении, все исследователи достаточно единообразно выбирали бы именно линеаменты, а из множества замкнутых контуров и обособленных площадей округлой формы — именно кольцевые образования.

Следовательно, необходимо сформировать четкое и единообразное понимание линеаментов и кольцевых образований, достаточно определенно представлять себе те особые качества рассматриваемых объектов, которые выделяют их из множества внешне сходных форм и элементов структуры земной поверхности.

Термин «линеамент» был введен в геологическую литературу американским геологом В. Хоббсом [Hobbs, 1904, 1911]. Убедившись в структурной предопределенности многочисленных примолинейных особенностей земной поверхности, в том, что их происхождение связано с трещиноватостью и разрывами, он в то же время считал, что было бы неправильным ограничивать термин «линеамент» таким узким представлением, что линеамент есть не более чем прямолинейная особенность (черта) земной поверхности. При этом В. Хоббс уже тогда показал сложную природу и морфологию линеаментов, каждый из которых состоит обычно из нескольких ландшафтных (физико-географических) и (или) геологических деталей, расположенных вдоль него. Другой характерной чертой линеаментов, также подчеркнутой В. Хоббсом, является то, что они образуют некоторую единую систему и определяют повторяющиеся рисунки в рельефе и структуре.

Представления В. Хоббса о линеаментах, принципах их наблюдения и интерпретации можно считать правильными и в настоящее время. Поскольку здесь рассматриваются линеаменты, обнаруженные на космических снимках, очевидно, что все они так или иначе проявлены в рельефе и других особенностях ландшафтов Земли. Действительно, образы линеаментов формируются спрямленными участками речных долин и ледниковых трогов, цепочками озерных и других понижений, линиями дренажа подземных и поверхностных вод, различного рода уступами, границами крупных элементов рельефа, почвенно-растительного покрова и т. д. Самым главным при этом является то, что все эти особенности ландшафта закономерно ориентированы и сгруппированы в более или менее узкие зоны, которые и являются линеаментами. Количество компонентов ландшафта и их удельный вес в формировании линеамента от места к месту не остаются постоянными.

Сопоставление линеаментов, отдешифрованных на космических снимках территории СССР, с независимой информацией, прежде всего с известными структурными картами, показывает, что лишь часть линеаментов отвечает разломам, выраженным в структуре поверхности. Многие линеаменты не находят прямой связи с известными элементами приповерхностной сруктуры и часто характеризуются резким несогласием относительно главных структурных направлений, развитых на поверхности. Геологический и структурно-геоморфологический анализ таких линеаментов, выполненный разными исследователями в различных областях, показал со всей очевидностью, что они также проявлены, прямо или косвенно, элементами новейшей тектонической структуры.

В некоторых областях такие линеаменты представляют собой зоны существенных морфологических и пространственных изменений новейших структур. Эти изменения могут состоять в общем воздымании (или, наоборот, опускании) целых горно-складчатых систем, сужении или расширении зон прогибаний и поднятий, их резком замыкании,

преломлении, смещении, разделении на кулисы и пр. Такие особенности наблюдаются во всех структурно-морфологических единицах области и сохраняются на смежных, существенно иных территориях. Такие зоны, как правило, хорошо обозначены в рельефе, в распределении и характере областей денудации и осадконакопления, поскольку являются образованиями конденудационными или конседиментационными.

В других областях, особенно в условиях малой тектонической активности и слабо расчлененного рельефа, линеаменты могут создаваться также зонами достаточно резких фациальных изменений, зонами повышенной трещиноватости, подтока глубинных флюидов или выщелачивания, аномалиями в составе или распределении грунтовых и подземных вод — всеми особенностями геологического субстрата, которые отражаются в почвенно-растительном покрове и других деталях ландшафта.

Для областей первого типа, характеризующихся более или менее активными новейшими движениями, выделение линеаментов в общем не вызывает затруднений. Изучение по космическим снимкам линеаментов в областях второго типа (прежде всего на платформах) позволило получить принципиально новую информацию о структуре этих областей. Традиционными методами разломы здесь выделяют по смещению геологических границ, резкому изменению фаций и мощностей, а разломы в погребенном под осадочным чехлом фундаменте — по большим градиентам геофизических полей. Выделенные по этим признакам разломы в большинстве своем отождествлены с линеаментами.

Но кроме того, на космических изображениях разных масштабов хорошо видна весьма сложная закономерная сеть линеаментов, которая находит объяснение лишь в сопоставлении с общими структурными направлениями. При более детальных сопоставлениях часть этих линеаментов можно отождествить с предполагаемыми разломами фундамента, другую часть — с зонами трещиноватости без сколько-нибудь заметных смещений. По-видимому, при описании платформенных областей необходимо выделять и этот тип линеаментов, отвечающих разрывам без существенного однонаправленного перемещения, но с систематическими взаимно компенсирующими движениями. Такие «разломы без смещения» контролируют зоны трещиноватости, определяющие коллекторские свойства нефтегазоносных горизонтов и вообще проницаемость земной коры.

Выборочный анализ некоторых линеаментов, выполненный в различных горно-складчатых и платформенных областях СССР (Кавказ, Средняя Азия, Русская и Туранская плиты, Западно-Сибирская плита и Восточно-Сибирская платформа), показал, что они, как правило, соответствуют крупным линейным деформациям, в частности разломам более или менее глубоких слоев земной коры и верхней мантии. Основанием для такого заключения служит соответствие линеаментов определенным особенностям различных геофизических полей, а также закономерностям пространственного распределения сейсмических явлений, магматизма и пневмо-гидротермальной деятельности.

Неотектоническую природу или, во всяком случае, активность рассматриваемых линеаментов хорошо доказывает их тесная связь и сопряженность с молодыми складками основания. В одних случаях линеаменты как бы осложняют эти складки, определяя их некоторые морфологические особенности, в других — они служат ограничениями складок; иногда линеаменты секут складки основания, иногда согласны с ними. Но во всех случаях линеаменты и молодые складки основания входят в единый структурно-динамический парагенез. Это достаточно определенно доказывается единством структурного плана неотектонических деформаций, например, Тянь-Шаня и смежных районов Туранской плиты, которому подчинены и складки основания, и разрывы, и линеаменты [Макаров, Соловьева, 1975, 1976; Макаров, 1977].

Кстати говоря, определенное однообразие рисунка линеаментов в смежных орогенных и платформенных областях (вообще в областях с существенно различной историей геологического развития и структурой) также позволяет предполагать, что линеаменты проявляют на земной поверхности прежде всего самые молодые структуры литосферы. Более того, они отражают, вероятно, не только и не столько структуры верхних горизонтов («покрова»), сколько деформации кристаллического основания и более глубоких слоев земной коры и верхней мантии. Таким образом, линеаментную сеть можно представить как инфраструктуру (структуру основания), преломленную и преобразованную структурами «покрова». Последние акивизируются в тех элементах, которые обеспечивают реализацию тектонических напряжений, связанных с глубинной линеаментной сетью. Таким образом, глубинные и поверхностные структуры проявляют одна другую, во всяком случае в некоторых своих частях. Это позволяет видеть на космических снимках и изучать элементы глубинной тектоники, а в свете последней более целенаправленно и с более общих позиций изучать и интерпретировать структуры «покрова». Подобное

соотношение позволяет в той или иной мере решать вопрос о выделении в структурах «покрова» локальной и региональной составляющей, с одной стороны, и глобальной составляющей — с другой, т. е. создать иерархическую шкалу линеаментов и объяснить целый ряд геохимических, гидрогеологических, геофизических, сейсмологических и других «аномалий».

В общем итоги сопоставлений линеаментов с различными геологическими, геофизическими, сейсмологическими и другими данными о структуре приповерхностных и глубинных горизонтов литосферы, выполненных разными исследователями в горно-складчатых и платформенных областях, позволяют понять их природу. Линеаменты представляют собой преимущественно неотектонические или унаследованно развивающиеся в новейшее время разрывы, флексурно-разрывные зоны, зоны повышенной трещиноватости и проницаемости литосферы (в том числе глубинного заложения) и т. п. На земной поверхности они проявлены закономерной ориентировкой и приуроченностью к единым линиям разнообразных форм и элементов геологической структуры и ландшафта.

Из приведенного выше определения линеаментов следует, что эти сложные и разнообразные линейные элементы структуры земной коры не должны отождествляться только с разрывами. В настоящее время, когда природа линеаментов ясна не полностью, не существует и всеобъемлющей их классификации. Имеющиеся в литературе опыты типизации линеаментов характеризуют, как правило, лишь некоторые их особенности. К таким особенностям относятся: размеры (длина); морфология проявления линеаментов на космических изображениях (границы разнородных площадей, линейные или полосовые аномалии яркостного или геометрического характера и т. д.); морфология проявления их на местности; соответствие и отношение к различного рода известным геологическим образованиям (разрывам, стратиграфическим и литологическим или петрографическим границам и т. д.); отношение к контурам геологических районов, областей, блоков, плит; глубинность заложения (приповерхностные, глубинные, с различной конкретизацией приуроченности их активного развития к тем или иным слоям литосферы), возраст; структурно-динамическая и кинематическая характеристики (зоны сдвигов, растяжения, сжатия).

Природа и значение кольцевых образований в еще большей степени разнообразны и дискуссионны по сравнению с линеаментами. В настоящее время можно достаточно определенно считать, что среди этих структур необходимо различать несколько морфологических типов: 1) собственно кольцевые образования, имеющие форму колец различной ширины, которые выделяются какими-то особенностями на однородном фоне или разделяют различные участки земной поверхности (и космических снимков) внутри и вне кольца; 2) концентрические структуры, представляющие собой систему кольцевых, последовательно вложенных одна в другую; 3) круговые образования, т. е. участки округлых очертаний, которые в целом как единые массивы теми или иными свойствами отличаются от окружающего пространства.

Образования первого и второго типов в некотором приближении могут рассматриваться в качестве замкнутых линеаментов. Круговые же образования, вероятно, отличаются от них по геологическому существу. Все эти особенности и различия, очевидно, необходимо учитывать при дешифрировании космических снимков и решении научных и практических задач.

Очевидно, что главнейшие отличительные особенности и закономерности распространения линеаментов и кольцевых образований предопределены их генезисом. Исходя из современных знаний и предположений, всякий раз необходимо иметь в виду, что линеаментам могут соответствовать либо общепланетарные, либо региональные или локальные явления (деформации). В обоих случаях они могут представлять собой системы достаточно различных образований.

УРОВНИ ГЕНЕРАЛИЗАЦИИ СТРУКТУРЫ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЦЕЛОСТНОСТИ ЛИНЕАМЕНТНЫХ ФОРМ, ИХ РАНГОВАЯ СОПОДЧИНЕННОСТЬ [1]

В 30—60-х годах геологи разных стран (Вейнинг-Мейнес, Э. Кренкель, Р. Штауб, Г. Клоос, Г. Штилле, Ли Сыгуан, Э. Хиллс, Дж. Муди, Дж. Хилл, С. С. Шульц, В. Е. Хаин, Г. Н. Каттерфельд, Г. В. Чарушин и др.) пытались систематизировать данные о направлениях основных линейных зон, выяснить их генезис, глубинность. В 50—60-х годах

[1] Раздел написан Б. В. Сениным при участии В. И. Кара и М. М. Семендуева

в нашей стране были проведены теоретические исследования, посвященные вопросам ротационно обусловленных деформаций планеты (М. В. Стовас, В. А. Цареградский, А. В. Долицкий, И. А. Кийко). В результате этих исследований было установлено распределение планетарных деформирующих напряжений — главных нормальных и максимальных касательных, ориентированных соответственно вдоль параллелей и меридианов и диагонально к ним. Эти напряжения формируют две генетически сопряженные системы планетарных линейных структур: ортогональные — отрыва и сжатия и диагональные — скалывания.

По-видимому, реальное поле напряжений в Земле отличается от расчетного, полученного А. В. Долицким [Долицкий, Кийко, 1963; Долицкий, 1978], являясь интегральным, включающим элементы ротационного генезиса, формируемые на различных структурных уровнях (мантийном, литосферном, коровом, верхнекоровом) и отражающие взаимодействие объектов, существующих на каждом из этих уровней. Ротационные напряжения должны рассматриваться, по-видимому, как общепланетарный геодинамический фон, связывающий элементы структуры тектоносферы на самом общем — планетарном уровне, независимо от того, в какой коре — континентальной или океанической — эти элементы возникли и в каких конкретных региональных геодинамических условиях они развиваются.

Это побуждает разделить всю совокупность линейных форм, обнаруживаемых в рельефе и геологическом строении земной поверхности, на ротационно обусловленные и тектонически обусловленные. Первый тип линеаментов возникает как реакция Земли в целом или отдельных ее оболочек на изменение ротационного режима. Системой, к которой относятся линеаменты первого типа, является планета, состоящая из элементов-оболочек. Второй тип линейных форм возникает в результате тектонического взаимодействия элементов оболочек (плит, глыб, блоков и т. д.), рассматриваемых как система высшего ранга в условиях приложения внешнего воздействия, связанного с эндогенными процессами (например, с мантийной конвекцией). Иначе говоря, линеаменты разных генетических типов принадлежат к разнопорядковым системам и соответствуют разным уровням организации структуры планеты.

Основания для определения целостности линейных структурных форм. Целостность (или единство) линейных форм планетарного масштаба может быть обнаружена только на материалах планетарного уровня генерализации, позволяющих выявить структурные элементы, охватывающие планету в целом и для которых неоднородности в строении земной коры будут являться элементами внутренней структуры. Такие линейные формы могут быть обнаружены при совместном анализе измерений рельефа, геофизических, геологических данных и дистанционных материалов малого разрешения. В наиболее общем виде они представляют собой протяженные прямолинейные или дугообразные зоны, являющиеся либо областями высоких градиентов изменения свойств земной поверхности (топографических, геологических, ландшафтных, оптических и др.) или геофизических полей, либо границами между участками поверхности (ее изображения) или геофизического поля, отличающимися типом объемной упорядоченности внутренней структуры (геоморфологической, геологической, фототональной, геофизической и т. д.).

Исходя из этих свойств, можно предложить два формальных основания для определения уровня существования линейных форм как единого целого и их ранговой соподчиненности: отношение к геологическому объекту (системе), который представляет собой структурную форму любого ранга в тектоносфере или часть этой формы, и отношение к внутренней структуре этого объекта.

Глубинные разломы и флексуры, системы которых проявляются «в разрывах, складчатости, рельефе и вулканизме», В. Е. Хаин [1973] выделяет как линеаменты именно по этим основаниям, по глубине проникновения и роли в разграничении крупных глубинных структур.

Разделение разломов по глубине проникновения, т. е. выделение среди них сверхглубинных, является формально и по существу их классификацией по отношению к геологическому объекту. Объектами в данном случае являются элементы внутренней структуры Земли: кора и часть мантии до глубин 400—700 км, литосфера, оболочка, включающая литосферу и астеносферу, и т. д. Каждая из этих оболочек является одновременно и подсистемой, и самостоятельной системой, обособленной от других поверхностью раздела и имеющей в качестве системообразующего свойства, например, определенно упорядоченную сеть разломов.

Разделение глубинных разломов по роли в разграничении крупных глубинных структур, т. е. выделение периокеанических, перикратонных, краевых геосинклинальных

и других, в том числе и межглыбовых, разломов, — это, в сущности, классификация их по отношению к внутренней структуре разделяемых ими геологических объектов различных рангов. Так, периокеанические разломы выделяются по отношению к внутренней структуре коры, поскольку разделяют области (подсистемы) с корой материкового и нематерикового типов. Перикратонные разломы выделяются прежде всего по отношению к внутренней структуре «гранитного» слоя, поскольку глубинные различия в строении кратонов молодых платформ и геосинклиналей, между которыми заложены эти разломы, сказываются на этом уровне и выражаются в различном времени консолидации кристаллического фундамента, т. е. в возрасте «гранитного» слоя.

В основе выделения систем глубинных разломов, образующих линеаменты, также лежат их отношения к геологическому объекту и его внутренней структуре. Однако объекты в этом случае более крупные, чем платформа или геосинклиналь, материк или океан. К ним относятся уже планета в целом и (или) составляющие ее оболочки, например литосфера. Именно по отношению к объектам такого ранга могут быть выделены структуры типа Урало-Оманского линеамента или линии Шатского, которые распадаются при переходе к более высоким рангам структуры на участки с различной специализацией и историей развития. При определении уровня, на котором линейная зона существует как единое целое, необходимо прежде всего задаваться геологическим объектом, относительно которого она рассматривается. Этот объект представляет собой систему, т. е. совокупность элементов, связанных определенными системообразующими свойствами в единое целое на данном структурном уровне и по отношению к данной линейной форме.

Определение уровня генерализации структуры. Как показывают приведенные примеры, в качестве геологических объектов могут выступать единицы любого масштаба — от Земли в целом до отдельных складок, слоев и их фрагментов. Их изучение возможно на определенном уровне генерализации структуры, под которым понимается изображение объекта в масштабе, позволяющем изучить совокупность взаимоотношений всех его элементов.

Возможны следующие ситуации (рис. 104), при которых уровень генерализации позволяет изобразить: 1) ряд объектов одного класса; в этом случае познаваемы внешние связи объектов, т. е. часть внутренней структуры системы более низкого ранга, элементами которой они являются; 2) весь объект целиком; познаваемы его внутренняя структура и часть внешних связей; 3) часть геологического объекта; в этом случае познаваема лишь внутренняя структура этой части, т. е. на более низком уровне повторяется первая ситуация.

В зависимости от решаемых задач и этапа исследований оптимальной может быть каждая из трех ситуаций. По-видимому, для изучения внутренней структуры объекта оптимальной нужно считать вторую ситуацию, из которой вытекает, что для любого геологического объекта существует свой собственный уровень генерализации и соответственно масштаб, поскольку в других масштабах не может быть полностью показана внутренняя структура объекта. Иначе говоря, для достоверного изображения любого объекта I порядка в его пределах должны быть показаны все слагающие его элементы II порядка.

Оценка масштабов, обеспечивающих оптимальный уровень генерализации, исходит из размеров исследуемого объекта и основана на допущении, что его длина и ширина во много раз больше вертикальной протяженности. Внутренняя структура объекта достоверно может быть показана только тогда, когда минимальная площадь слагающих его элементов в масштабе карты (изображения) составляет 10 $см^2$.

Масштаб следующего уровня генерализации определяется площадью объекта, для которого рассмотренный является единичным элементом. Отсюда следует, что масштаб, обеспечивающий один уровень генерализации для тектонических объектов одного класса, но разных линейных размеров (например, платформы и геосинклинальные пояса), должен быть разным.

Например, изучение внутренней структуры Северо-Западного Кавказа на уровне его элементов I порядка обеспечивается построениями в масштабе 1 : 2 500 000, а изучение его новейших связей и соответственно внутренней структуры Большого Кавказа в целом — в масштабе 1 : 5 000 000. Для Восточно-Европейской платформы, состоящей из элементов порядка синеклиз и антеклиз, эти масштабы составляют соответственно 1 : 2 500 000, 1 : 5 000 000 и 1 : 25 000 000. Это показывает, что для понимания сущности внутренней структуры объекта вряд ли есть необходимость показывать ее с детальностью большей, чем та, которая соответствует оптимальному уровню генерализации. Очевидно также, что несоответствие масштабов, обеспечивающих одинаковый уровень

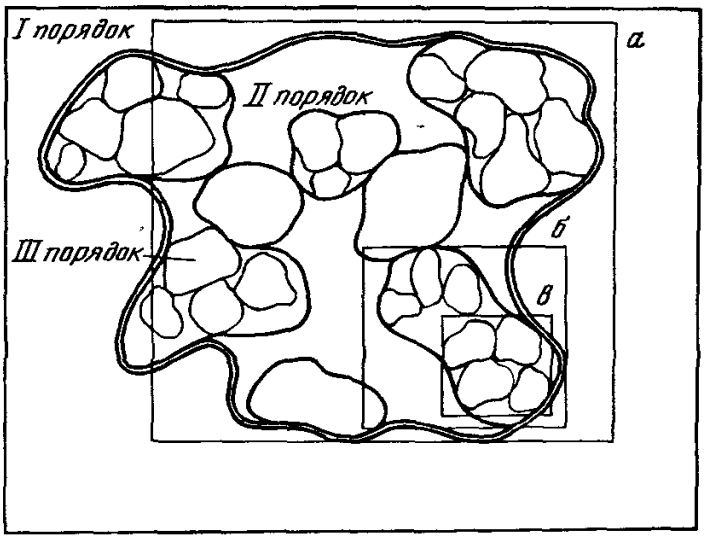


Рис. 104. Схема различных уровней генерализации и рангов структуры

Пояснения в тексте

генерализации для объектов одного класса, но разных размеров, затрудняет однозначное выделение пограничных и транзитных к геологическим объектам линейных структур. По-видимому, оптимальные условия для их изучения достижимы при построении синтетических карт, приведенных не к одинаковому масштабу, а к одинаковому уровню генерализации.

На определенных уровнях генерализации структуры целый ряд тектонических элементов не выделяется. Так, глубинные разломы, как правило, не могут быть обнаружены на детальных геологических картах, а отдельные складки в слоях не могут быть показаны при высокой степени генерализации. Таким образом осуществляются указанные выше ситуации (первая и третья). Методологически это означает некорректность распространения на весь объект закономерностей, выявленных на некотором его участке, за исключением тех случаев, когда эти закономерности отражают системообразующие отношения, сохраняющиеся на любом уровне генерализации и определяющие целостность объекта (системы) [Куражковская, 1970; Методы..., 1972; и др.]. Однако для доказательства принадлежности обнаруженных закономерностей объекту в целом возникает необходимость сквозного — на разных структурных уровнях — его анализа. Например, «зона субдукции» может рассматриваться как системообразующий признак, свойственный литосферной плите в целом, однако этот признак не должен быть присущ в таком же виде каждому из составляющих плиту элементов, образующих системы высшего ранга. Исходя из этого, вряд ли правомерно искать доказательства наличия или отсутствия «зоны субдукции» в чистом виде на основе дальнейшего изучения одного или нескольких участков, образующих неопределенную часть системы или ее элемента неустановленного порядка [Гаркаленко, Ушаков, 1978]. Внешними проявлениями такого рода общих границ на более низких уровнях генерализации могут выступать, например, зоны смятия, сейсмогенные разломы, крупные рифтовые долины, системы взбросов, сбросов, надвигов, горизонтальные срывы и т. д., т. е. обычно картируемые деформации. Они возникают как объекты взаимодействия элементов системы высшего ранга, каждый из которых в отдельности не достигает подошвы литосферы.

Ранговая соподчиненность линейных структурных форм. Линейные структурные формы, как правило, выступают в качестве границ геологических объектов, а также в качестве элементов, определяющих их внутреннюю структуру — упорядоченность и внешние связи. Можно предложить следующую размерную иерархию линейных структурных форм как обособленных геологических тел: линеамент (система разрывов и флексур и других особенностей коры), линеаментная зона (система линеаментов) и линеаментный пояс (система линеаментных зон).

Опыт показывает, что, чем выше иерархическое положение линейной формы, выделяемой в рельефе, на геологической карте или на космическом снимке, тем сложнее определить глубинность ее заложения, пользуясь обычными геолого-геофизическими средствами низкого и среднего уровней генерализации. Это объективно обусловлено большой разрешающей способностью таких средств. Таким образом, возникает необходимость привлечения данных малого разрешения, адекватных размерности выделяемых форм — глобальной (спутниковой) гравиметрии, магнитометрии, других видов глобальных съемок и измерений.

При рассмотрении линейных форм в качестве границ объектов среди них могут быть выделены три типа: транзитные к объекту, внешние, или пограничные, а также внутренние, существующие только в пределах объекта.

Эти типы включают и понятие глубинности линейной структуры по отношению к объекту. Под глубинной в данном случае понимается любая линейная форма, достигающая подошвы объекта и проникающая глубже (например, разломы, достигающие подошвы литосферы, коры, ее «гранитного» слоя, складчатого фундамента) К глубинным относятся, вероятно, все транзитные и часть пограничных разломов.

Линейные формы, в частности глубинные разломы, не всегда нарушают физическую целостность геологического объекта. Так, если этим свойством обладают пограничные разломы, то оно почти ненаблюдаемо, во всяком случае в верхних частях земной коры, у транзитных линейных форм, например у «трансорогенных» разломов или секущих разломов «антипростираний» (антикавказских, антитяньшаньских и т. п.). Такие линии, далеко прослеживаясь за пределы геологического объекта, не нарушают его целостности, а лишь участвуют в формировании внутренней структуры, разграничивая объекты высшего ранга, различающиеся структурным планом и историей геологического развития.

Это положение может быть проиллюстрировано следующим примером. На космических снимках орогенной системы Тянь-Шаня видно, что ее границы и внутреннее строение отражают черты надпорядковой линейной структуры, транзитной и пограничной к данной системе [Макаров, Соловьева, 1975, 1976; Шульц, 1976; Сенин, 1979]. В формировании внутренней структуры транзитные зоны играют пассивную роль, проявляясь в виде наследуемой «канвы», создающей эффект перекрестного структурного плана [Макаров, Соловьева, 1975, 1976].

Активную роль системообразующих форм, позволяющих отделить орогенную систему Тянь-Шаня от других систем такого же или другого класса, играют пограничные надпорядковые линеаменты, вдоль которых или в процессе сопряжения которых возникают глубинные разломы, ограничивающие собственно орогенную систему Тянь-Шаня. Примером такой пограничной структуры является Оман-Балхашский линеамент (отдешифрированный на глобальном снимке Земли С. С. Шульцем (мл.) [1976]), вдоль которого заложен Западно-Тяньшаньский глубинный шов. Являясь элементом структуры более высокого ранга, последний, по-видимому, меняет и кинематическую специализацию: линеамент, выраженный в планетарной структуре, в целом представляет собой левый сдвиг [Шульц, 1976, Макаров, Щукин, 1979], а глубинный разлом регионального ранга в основном проявлен как сброс [Борисов, 1962; Резвой, 1962; Таль-Вирский, 1964].

На более низких уровнях генерализации транзитный к орогенной системе Тяньшаньско-Куньлуньский линеамент, представляющий собой правый сдвиг [Шульц, 1976], вдоль которого заложен Таласо-Ферганский разлом, делит систему на восточную и западную части, различающиеся современным структурным планом. В восточной части внешне преобладает субширотная ориентировка хребтов-поднятий и впадин, западные окончания которых слабо изгибаются к северу, образуя структуры «конского хвоста». В западной части в равной мере явно обнаруживаются северо-западные, северо-восточные и широтные простирания структурных форм — складчатых и разломно-блоковых. Восточная часть орогенной системы Тянь-Шаня обнаруживает явные признаки активного присдвигового или надсдвигового структурообразования [Буртман, 1964; Лукьянов, 1965; Суворов, 1968], тогда как в восточной части Западного Тянь-Шаня эти признаки менее заметны.

В то же время детальные неотектонические исследования, проведенные в этих районах [Костенко, 1964; Костенко и др., 1972; Мальцев, 1973; Макаров, 1977; и др.], показывают, что неотектонические системы поднятий и впадин общетяньшаньского простирания «перехлестывают» этот сдвиг, что позволяет, по-видимому, более правильно оценить значение и роль сдвига в формировании структурных планов по разные стороны от Тяньшаньско-Куньлуньского линеамента. Этот «парадокс» с изложенных выше позиций может быть объяснен достаточно просто. Линеамент, в системе которого заложен Таласо-Ферганский сдвиг, захватывает несколько этажей земной коры. Относительно жесткое кристаллическое основание под действием внешних сил может деформироваться только хрупко, тогда как палеозойско-мезозойский складчатый комплекс, образующий приповерхностную новейшую структуру, деформируется (под действием тех же сил) пластично или хрупко-пластично. При этом в складчатом комплексе образуются серии больших надразломных кулис и горизонтальных флексур, сопровождающих глубинный сдвиг и ориентированных косо к его зоне [Мальцев, 1973]. В зоне глубинного разлома эти большие складки рассечены сериями сравнительно небольших рассредоточенных сдвигов, ориентированных вдоль зоны, как это показали наблюдения А. А. Никонова в зоне Таласо-Ферганского разлома или Б. В. Сенина в зоне Западно-Тяньшаньского глубинного шва [Сенин, Голикова, 1975; Сенин, 1979]. Принципиально сходные транзитные зоны секущих молодых флексурно-разрывных нарушений развиты в пределах Тянь-Шаня весьма широко [Костенко и др., 1972; Макаров, Соловьева, 1975, 1976; Макаров, 1977; Макаров, Щукин, 1979; и др.].

Транзитные линейные формы выступают здесь, по-видимому, в качестве скрытых

глубинных зон нарушения сплошности среды, выше некоторого уровня проявляющихся только в рассредоточенном виде через изменения структурного плана. Концентрация последних при более высоком уровне генерализации (назовем его условно уровнем А) создает эффект просвечивания глубинных линейных структур на космическом снимке. По существу, мы сталкиваемся с проявлениями тектонической расслоенности литосферы, которые были проанализированы на этих же и других примерах [Тектоническая..., 1982].

В этом смысле внутренние разломы нарушают целостность геологического объекта сосредоточенно (без ореола), распространяясь до некоторой глубины и далее затухая. Вероятно, отсутствием «ореолов рассредоточения» объясняется то, что некоторые из крупных в региональном плане разломов (таких, как Ахтырская шовная зона на Северо-Западном Кавказе) частично теряются на том же условном уровне генерализации (А) например на снимках масштаба около 1 : 25 000 000, полученных со спутника «Метеор-29». Однако в случае, если совокупность внутренних структур объекта образует «ореол рассредоточения» линейной формы низшего ранга, целиком или частично вмещающей рассматриваемый объект, указанные структуры концентрируются в виде линеаментов на изображениях еще более высокого уровня генерализации (Б) (упомянутая Ахтырская шовная зона вошла в состав субширотного линеамента на снимках масштабов 1 : 7 000 000—1 : 10 000 000, сделанных с «Метеора-29»).

Таким образом, одна и та же линейная форма с изменением уровня генерализации может выступать различно. Транзитные на каком-либо уровне генерализации зоны при понижении этого уровня рассредоточиваются на отдельные линий, специализация которых в общем случае не обязательно совпадает со специализацией линеамента-основы. Наоборот, зоны внутренних разломов при последовательном повышении уровня генерализации могут образовывать линеамент с иной, чем у каждого в отдельности взятого разлома, специализацией.

Пример соотношения орогенной структуры Тянь-Шаня с надпорядковыми линейными структурами, установленными при дешифрировании космических снимков, показывает, что структурный план более высокого ранга отражается в структуре систем низшего ранга, играя активную или пассивную роль. Активную роль играют надпорядковые линейные формы, вдоль которых закладываются пограничные (системообразующие) глубинные разломы, отделяющие, например, данную орогенную систему от смежных тектонических систем с другой геологической историей на определенном этапе. Пассивную роль играют транзитные линейные формы, представляющие собой наследуемый элемент внутренней структуры системы.

По-видимому, степень «активности» или «пассивности» линеамента в отношении структуры объекта относительна и зависит от уровня ее рассмотрения. Как уже показывалось на примере Тяньшаньско-Куньлуньского линеамента, транзитная линейная форма, пассивная по отношению к системе в целом (т. е. не нарушающая ее целостности, но влияющая на изменение простираний ряда внутренних элементов), на более низком уровне генерализации распадается на ряд разломов и становится активной, разделяя две области с различной структурой и историей развития.

Представления об уровнях генерализации геологических структур чрезвычайно важны при классификации линеаментов и кольцевых образований, при изучении их соподчиненности и т. д. Они важны также и при выборе первичных материалов, по которым выделяются и исследуются геологические структуры. Особенно это относится к материалам космических съемок. Весьма различные масштаб, обзорность и разрешение космических изображений [Гонин, 1980] определяют различную их информативность относительно геологических структур различных рангов и глубины заложения, что связано со степенью генерализации структуры земной поверхности на этих изображениях. В связи с этим В. Д. Скарятин [1973] предложил космические изображения подразделять по уровню генерализации — величине, обратной масштабу (10^5, 10^6, 10^7 и т. д.).

Наряду с таким подразделением в литературе распространено менее формальное деление космических материалов на изображения глобального (планетарного), регионального и локального уровней генерализации. С указанных выше позиций такое деление более удобно и правильнее по существу изучаемых объектов. Однако с тех же позиций очевидно, что для разных областей, для разных классов и рангов геологических объектов это подразделение может не выдерживаться. В практической работе необходимо, по-видимому, учитывать обе системы классификации космических изображений.

СООТНОШЕНИЕ ЛИНЕАМЕНТОВ И РАЗЛОМОВ

В практике дистанционных исследований очень часто линеаменты, отдешифрированные на космических снимках, необоснованно отождествляются с разломами. В значительной мере это является следствием некоторых привычных образов и представлений, вынесенных из многолетней практики дешифрирования аэрофотоснимков. Однако космические изображения представляют существенно иной уровень генерализации структуры земной поверхности и характеризуются существенно меньшей разрешающей способностью, при которой многие разломы, а тем более сравнительно небольшие разрывы и трещины не могут проявляться. Особенно это характерно для изображений платформенных областей. Показательно также, что линеаменты регионального порядка и более крупные, дешифрирующиеся на мелкомасштабных изображениях со спутников «Метеор», «пронизывают» без существенных изменений оптической плотности и платформенные и горно-складчатые области, резко различные по интенсивности тектонических деформаций, количеству разрывных нарушений и связанных с ними структурных особенностей.

Следовательно, линеаменты и разломы в общем случае проявляют различные, специфические черты структуры земной поверхности. Забвение заключения В. Хоббса [Hobbs, 1904, 1911] о том, что линеаменты не должны отождествляться с разломами, хотя нередко проявляются как таковые, может направить исследование по ложному пути и привести к неточным выводам.

Отождествление линеамента с разломом нередко основывается на соответствии их простираний. Однако, во-первых, это основание явно недостаточно, во-вторых, неявное предположение о том, что разлом является причиной линеамента, а не наоборот, может оказаться неверным. Напомним в связи с этим образное заключение С. С. Шульца [1973] о том, что «тектоника вышивает свои узоры на канве планетарной трещиноватости».

В литературе, посвященной геологическому дешифрированию космических изображений, довольно часто термины «линеамент» и «разлом» употребляются как синонимы Кроме отмеченного выше соответствия простираний, эта подмена терминов обосновывается тем, что многие линеаменты являются поверхностными проявлениями глубинных разломов скрытого типа, развивающихся в более или менее глубоких слоях коры и верхней мантии. Но этот факт также не может быть достаточным основанием для того, чтобы все множество линеаментов относить к категории глубинных разломов. Если исследователь все же отождествляет линеамент с глубинным разломом, то, по-видимому, необходимо делать соответствующие пояснения, что в таком случае речь идет об элементах структуры погребенного основания, а не покрова. В последнем глубинные разломы проявлены не прямо, а обозначены комплексом вторичных структурных и вещественных особенностей, которые обычно не могут быть квалифицированы как разлом. Поэтому было бы ошибкой ориентировать наземные геологические работы на поиск здесь, в приповерхностной структуре, разломов. Это может вызвать лишь недоверие к данным космических съемок и к самому методу дистанционного зондирования, а также резко ограничить понимание наблюдаемых и картируемых объектов и их свойств.

Есть еще один аспект рассматриваемого вопроса. Традиционным направлением геологических интерпретаций различных особенностей поверхности, в том числе разрывов и трещиноватости, является стремление объяснить их «снизу», установить связь с деформациями и вообще с процессами, происходящими в недрах коры и мантии. Однако нельзя забывать о возможности развития деформаций чисто поверхностного характера, связанных с напряжениями, которые развиваются непосредственно в приповерхностных горизонтах коры под влиянием, например, ротационных факторов (изменения формы геоида и т. д.). Эти напряжения и связанные с ними системы деформаций достаточно хорошо изучены в рамках гипотезы планетарной трещиноватости. Линеаменты, дешифрируемые на космических снимках повсеместно, как правило, хорошо соответствуют построениям этой гипотезы.

Необходимо также допускать, что линеаменты, фиксируемые на космических снимках, могут отражать через вторичные индикаторы не только формы дислокационного происхождения (разрывы, трещины, складки), но и некоторые линии (зоны, полосы) повышенного или пониженного напряженного состояния коры.

Учитывая изложенное выше, необходимо критически подходить к неоднократно уже публиковавшимся выводам о том, что на космических снимках дешифрируется густая сеть разломов, в том числе огромной протяженности разломы, не отмеченные ранее на геологических картах.

ВОЗРАСТ ЛИНЕАМЕНТОВ И КОЛЬЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

При дешифрировании и интерпретации линеаментов и кольцевых образований как геологических объектов невозможно рассматривать их безотносительно ко времени. Возраст этих объектов обычно оценивается путем сопоставления с более или менее определенными во времени другими геологическими структурами. Этот способ достаточно опробован и результативен, но требует известной осторожности и учета ряда неопределенностей.

Так, соответствие линеамента структуре какого-нибудь складчатого комплекса, по-видимому, не является достаточным основанием для историко-генетической связи линеамента именно с этим комплексом. Линеамент может отражать любые более молодые деформации или другие особенности литосферы, «преломленные» более древними неоднородностями и поэтому им соответствующие.

Наибольшие трудности возникают при интерпретации линеаментов, простирание которых соответствует разломам или другим элементам структуры погребенного древнего основания платформенных массивов. Чаще всего в таких случаях считают, что линеаменты принадлежат к д р е в н е й структуре, и на основании этого делают те или иные предположения об этой структуре. В то же время эти линеаменты проявлены на земной поверхности, в структуре осадочного покрова (иначе они не проявлялись бы на космических изображениях). Следовательно, время их проявления нужно считать более поздним; обычно они являются новейшими образованиями.

В подобных случаях чаще всего делается вывод об унаследованном (с докембрия до современности) развитии некоего (предполагаемого) разлома. Но гипотетичность таких выводов, как правило, чрезвычайно высока. Геофизические данные их не подтверждают. Во-первых, свидетельствуя о неоднородностях глубинных горизонтов коры, они не фиксируют их возраста (особенно, если речь идет о «базальтовом» и более глубоких уровнях). Во-вторых, региональные аномалии гравитационного и магнитного полей, на которые в таких случаях ссылаются, в большей мере отражают неотектоническую структуру коры и литосферы вообще, и поэтому «глубинный» не всегда является синонимом «древнему». Следовательно, при изучении структур погребенных складчато-метаморфических комплексов и более глубоких слоев литосферы с помощью космических съемок необходимо учитывать всю неоднозначность исходных материалов и привлекать более полный и разнообразный комплекс конкретных данных и общих теоретических представлений.

Достаточно ясно обозначаются причины некоторых ошибочных или, во всяком случае, неоднозначных (односторонних) решений. Одной из них является попытка определить некоторое новое явление (линеаменты, кольцевые образования) через первичные (старые) понятия и термины. Например, весьма распространено мнение о глубокой древности субмеридиональных направлений и попытки объяснить субмеридиональные линеаменты, дешифрирующиеся на космических снимках, как проявление древних (докембрийских) направлений в структуре погребенного основания. Такие же выводы делаются нередко при интерпретации геофизических данных. Но тогда нужно было бы исходить из неизменности структурных направлений, возникших в докембрии, несмотря на многочисленные более поздние тектонические преобразования, деформации и перемещения блоков. Как при этом могли остаться неизменными именно меридиональные древнейшие простирания, осталось бы загадкой. Очевидно, что такие выводы требуют значительно более обстоятельных и разносторонних обоснований.

Аналогичные разногласия и трудности возникают при интерпретации кольцевых образований Существуют представления об их чрезвычайно древнем происхождении, они проявляют структурные элементы древнейшей стадии развития земной коры — ее «лунной» стадии. Материалы по площади открытого залегания древних комплексов как будто подтверждают этот вывод. Вместе с тем кольцевые образования дешифрируются и, по мнению многих исследователей, очень широко развиты в пределах фанерозойских складчатых областей и платформенных плит с мощным покровом молодых отложений (например, Западная Сибирь).

Следовательно, кольцевые структуры формировались в течение фанерозоя, проявляют свою активность и в настоящее время. Происходит ли в таком случае унаследованное развитие древних образований и каков тогда механизм, обеспечивающий их рост? Если же мы наблюдаем и новообразованные, и образующиеся кольцевые структуры на разных стадиях их развития, то каков тогда их генезис? Предположений на этот счет достаточно много. И поскольку с кольцевыми структурами в последнее время все чаще связывают месторождения рудных полезных ископаемых, нефти и газа, обоснованность

заключений о возрасте и генезисе этих структур приобретает важное значение, не говоря уже о теоретическом аспекте.

По-видимому, все эти вопросы нельзя решать, не проведя достаточно строгой классификации кольцевых образований, которые, как показывает опыт их изучения, весьма разообразны. Достаточно того, что среди них есть и собственно кольцевые, и концентрические, и круговые, а в каждой из этих категорий также существуют свои разновидности образований.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ КОЛЬЦЕВЫХ И ЛИНЕЙНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Обобщая литературные данные, можно предполагать, что либо эти взаимоотношения могут носить генетический характер, либо связь этих образований исключительно пространственная. В последнем случае различные возможные варианты могут быть связаны в общем со случайным пересечением образований разного возраста или относящихся к различным слоям литосферы.

При генетической интерпретации наметились, по-видимому, два крайних подхода. Исходя из гипотезы первичности кольцевых образований, возникших на ранних стадиях развития земной коры, делают выводы либо о соответствующих преломлениях линеаментов, которые в ряде случаев как бы наследуют (используют) кольцевые структуры (неоднородности), либо о том, что линейные элементы в различной степени деформируют кольцевые, определяя редуцированность формы последних, дробление, смещения и т. д.

Последователи гипотезы планетарной трещиноватости склонны считать кольцевые образования многоугольниками, ограниченными планетарными трещинами (разрывами, линеаментами), среди которых разные авторы выделяют по признаку преобладающих направлений от двух до четырнадцати систем. Первопричиной, очевидно, считается планетарная делимость земной коры, которую используют тектонические структуры, в том числе изометричные купола, впадины и т. д. Более ярко делимость коры и многоугольность «кольцевых» структур проявлены, с этой точки зрения, в погребенных комплексах кристаллического основания и сглаживаются, давая почти правильные круговые контуры, в структурах покрова.

В общем же следует, по-видимому, предполагать многообразие временны́х, генетических и морфологических взаимоотношений кольцевых образований и линеаментов, которые нельзя описать какой-либо одной из упомянутых моделей.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛИНЕАМЕНТОВ И КОЛЬЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

При выявлении закономерностей развития и классификации линеаментов и кольцевых образований нередко применяются методы статистического анализа их количественных характеристик. Это — размеры кольцевых образований, линеаментов, линеаментных зон и поясов, количество тех и других на единице площади, расстояние между параллельными линеаментами, распределение их простираний и т. д. Целесообразность такого анализа несомненна.

Вместе с тем многочисленные результаты, полученные в этом направлении как в нашей стране, так и за рубежом, зачастую противоречивы. Иногда они сходятся полностью, иногда — лишь отчасти, а нередко — вовсе различны. Причина этого заключается главным образом в отсутствии четкой и единообразной методики получения первичного картографического материала и его дальнейшей обработки. Поэтому публикуемые данные часто, по-видимому, просто несопоставимы. Другие же данные являются недостаточными для классификации рассматриваемых образований. Поясним это на некоторых примерах.

Одним из главных параметров, по которому линеаменты и кольцевые образования разделяются на порядки, или ранги (без чего невозможен их правильный дальнейший анализ), являются их размеры (протяженность и диаметр). При этом обычно a priori принимаются логарифмически равные интервалы ранжирования с граничными значениями, кратными десяти: 1, 10, 10^2, 10^3, 10^4 км и т. д. Ясно, что такой подход к классификации геологических образований не может быть признан удовлетворительным. Он не является генетическим и не отражает сущности анализируемых объектов в их отношении к другим геологическим объектам, процессам, геологической среде в целом. Анализ протяженных линеаментов на территории СССР и в ее отдельных областях показал, например, что некоторые весьма протяженные линеаменты соответствуют лишь припо-

верхностным структурам складчатых комплексов (обычно это продольные по отношению к ним линеаменты), тогда как значительно более короткие секущие линеаменты относятся к категории глубинных [Макаров, 1978, 1980].

Наиболее перспективным является не формальный, а генетический системный подход к классификации, о котором говорилось выше.

Плотность (частота) линеаментов также является характеристикой многофакторной. Прежде всего она весьма сильно изменяется на изображениях разного разрешения. Значительные ее вариации связаны также с древностью и со степенью дислоцированности геологического субстрата, выходящего на дневную поверхность. По этому признаку на снимках с довольно высоким разрешением (МКФ-6, «Ландсэт» и т. п.) весьма резко разделяются, например, зоны поднятий с выходящим на поверхность складчатым палеозойским и более древним основанием и зоны впадин, выполненных значительно слабее дислоцированными мезозойско-кайнозойскими отложениями. Это ярко проявлено, например, на территориях МНР, Средней Азии и Казахстана. Однако на снимках малого разрешения («Метеор»), на которых трещиноватость, относительно небольшие разрывы и другие структурно-литологические особенности субстрата не проявлены, снивелированы, плотность линеаментов начинает более определенно выступать как показатель неотектонической подвижности территории.

Тот факт, что на космических снимках разного разрешения и территориального охвата прявлены линеаменты и другие образования разной глубины заложения, а также явление тектонической расслоенности литосферы, структурно-динамической дисгармонии образующих ее слоев, заставляет по-новому подходить к методике анализа и интерпретации плотности линеаментов и кольцевых образований. По-видимому, целесообразнее выполнять анализ не только суммарно для всех выделенных линеаментов, но и раздельно для разных (по рангам, глубине заложения и т. д.) категорий линеаментов. Другими словами, в анализ плотностей необходимо вводить методы своеобразной фильтрации линеаментов и кольцевых образований, что должно повысить конкретность получаемых выводов и дать больший эффект их практического использования.

Сходные вопросы возникают также при анализе периодичности в пространственном распределении линеаментов. Если таковая существует, то изменяется ли период (расстояние между соседними линеаментами) от одной области к другой или остается величиной постоянной, характеризующей некоторое общепланетарное свойство (делимость) земной коры?

Эти вопросы чрезвычайно важны и имеют не только теоретическое, но и практическое значение в области структурного прогноза. Разрабатываются они преимущественно в рамках гипотезы планетарной трещиноватости. Однозначных ответов на них пока нет, даже после получения такой всеобъемлющей, практически планетарной информации, которую обеспечили съемки из космоса.

Чехословацкий геолог В. Немец [Немец, Квет, 1976; Nemeč, 1970] дискретность геологических структур определил формулой

$$y_x = 2^{-x}D,$$

где y — расстояние между структурами (трещинами, разломами, линеаментами) одного порядка; x — порядок структуры; D — диаметр Земли. Предлагались и другие эмпирические зависимости, которые, однако, не вошли в геологическую практику. Главной причиной этого является интегральный подход к изучению разрывов и линеаментов. Несомненно, что как геологические образования их следует дифференцировать по времени возникновения и развития. Кроме того, необходимо строгое, основанное не на формальном, а на системном подходе разделение этих структур на порядки (ранги) и морфолого-генетические типы, учитывающее также их возможную связь с разными слоями литосферы. Дифференцированный анализ возможной периодичности линеаментов, в сущности, должен быть направлен на выявление этой ритмичности в зависимости от состава и мощности слоев земной коры, от принадлежности их к той или иной тектонической эпохе развития Земли, от общетектонических, структурных условий их развития, от ориентировки и т. д. Отсюда следует и возможность постановки и решения с помощью линеаментного анализа ряда обратных задач.

Укажем еще на одно обстоятельство, важное для облегчения сопоставления данных разных авторов. Обычно расстояние между соседними параллельными линеаментами или разрывами указывается в километрах. Предполагая генетическую связь по крайней мере некоторой части линеаментов с ротационными силами, удобнее измерять это расстояние в градусах дуги. Действительно, длина дуги параллели, например, между

меридиональными линеаментами зависит от широты, тогда как угловые величины будут неизменны (и легко сопоставимы).

Наконец, необходимо коснуться еще методики непосредственного измерения расстояний между линеаментами. Дело в том, что в пределах любой площади линеаменты одного (любого) простирания имеют разную длину и относятся к разным рангам. Чтобы получить представительные данные, следует внимательно относиться к выбору достаточного минимума перпендикулярных линеаментам линий, вдоль которых проводятся измерения. Поскольку специальных методических рекомендаций по такому выбору нет, необходимо, по-видимому, выполнить предварительный эмпирический подбор интервала между линиями измерений.

ЛИНЕАМЕНТЫ И КОЛЬЦЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КАК ПОКАЗАТЕЛИ СТРУКТУРЫ ГЛУБИННЫХ СЛОЕВ ЛИТОСФЕРЫ

Этот вопрос так или иначе уже неоднократно затрагивался выше и рассматривался специально в ряде статей и монографий [Флоренский, 1973; Макаров, Скобелев и др., 1974; Макаров, Трифонов, Щукин, 1974; Кац и др., 1976, 1980, 1981; Геологическое..., 1978; Брюханов и др., 1979; Макаров, Трифонов, 1979; Макаров, Щукин, 1979; Трифонов и др., 1980; Макаров, 1981а—в; Трифонов, 1981; Makarov et al., 1975; Makarov, Solov'yeva, 1977; и др.]. Здесь мы остановимся на других аспектах методического характера.

Прежде всего зададимся целью выяснить «физиономичность» линеаментов в отношении глубины их заложения. Предположим, что линеаменты являются проявлениями на земной поверхности разломов, которые: возникают в глубинах и развиваются в пределах некоторого слоя литосферы, не выходя за его пределы; выходят в более высокие слои, не достигая поверхности; выходят на земную поверхность (рис. 105). В последнем (наиболее простом) случае на космических изображениях дешифрируется обычно линия разлома, тем более четкая, чем интенсивнее смещение по разлому. Дешифрируются также некоторые морфологические особенности, связанные с наклоном плоскости смещения (извилистость в плане, соотнесенная с неровностями рельефа). Можно предполагать, что ореолы зон приразломных геотермо-геохимических, структурных и поверхностных особенностей при вертикальном и наклонном заложении разлома будут различны — сравнительно узкие и симметричные в первом случае и более широкие асимметричные во втором (см. рис. 105, *В*). Судить о глубине проникновения таких линеаментов (разломов) без дополнительных данных обычно очень трудно [1]. Главным критерием в данном случае является, конечно, соотношение их с другими локальными, региональными и панрегиональными структурами. В перспективе представляется возможной также дистанционная геотермо-геохимическая индикация глубинности их заложения [Макаров, 1981в; Макаров, Соловьева, 1976; Макаров, Трифонов, 1979; Makarov, Solov'yeva, 1977].

В двух других случаях, когда разрыв как таковой затухает на некоторой глубине, поверхностный «след» разлома (линеамент) будет представлять собой некую зону рассеянных деформаций и геотермо-геохимического влияния разлома, ширина которой и яркость проявления на снимках могут определяться тремя факторами: глубиной верхней границы разлома («верхней кромки возмущающего тела»), активностью его жизнедеятельности и опять-таки углом падения.

Ширина зоны рассеяния возрастает с удалением от разрыва: при прочих равных условиях она тем больше, чем толще «покровный» комплекс, не затронутый непосредственно разломом.

Разумеется, что «прочие» весьма разнообразные условия могут оказать существенное влияние на характер поверхностного проявления глубинных структур и процессов и требуют обстоятельного учета. Например, в разных геотектонических областях особенности глубинных процессов могут определить довольно различные формы и интенсивность проявления даже однородных глубинных образований. И наоборот, существенно разноглубинные швы могут проявиться как очень сходные. Поэтому методом аналогий при интерпретации космических изображений следует пользоваться очень осторожно, учитывая только все многообразие конкретной геологической среды. Кроме того, космические материалы сами по себе не дают в настоящее время достаточных оснований для отнесения дешифрируемых элементов к тем или иным конкретным слоям литосферы.

---

[1] В подобных случаях, вероятно, велико сходство многих типов (трещин, разрывов), развивающихся снизу (из недр коры) и сверху.

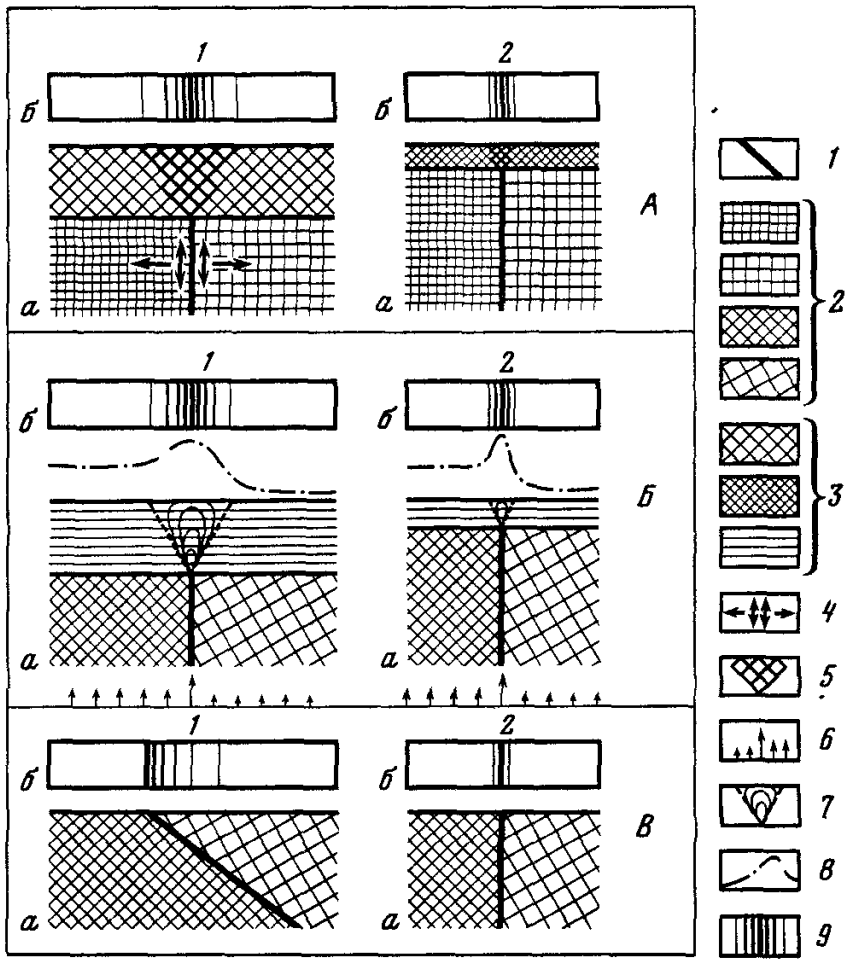


Рис. 105. Принципиальная схема положения разломов в разрезе литосферы и их отражения на земной поверхности и на космических изображениях в виде линеаментов

А, Б — скрытые (не достигающие земной поверхности) разломы, прерывающиеся в качестве таковых на бо́льших (*1*) или меньших (2) глубинах, в разрезе земной коры (*а*) и в плане на космическом изображении (*б*), *В* — открытые (достигающие земной поверхности) разломы с наклонным (*1*) и вертикальным (*2*) залеганием плоскости (зоны) смещения в разрезе (*а*) и в плане на космическом изображении (*б*).

1 — разломы, *2* — блоки земной коры, разделяемые разломами, *3* — слои земной коры, не затронутые непосредственно разломами, *4* — возможные варианты механических смещений по разломам, *5* — конус рассеяния механических деформаций, *6* — неравномерный восходящий поток глубинных флюидов, газов, тепла, *7* — конус рассеяния потока флюидов, газов и тепла, *8* — условная кривая величины теплового потока над зоной разлома, *9* — условная интенсивность аномалий на дневной поверхности, связанных с разломами и определяющих яркость и морфологию проявления линеаментов на космических изображениях

Для этого необходимо дальнейшее развитие средств и методов космических съемок в комплексе с соответствующими оперативными наземными исследованиями (измерениями, опробованиями и т д.).

Во всяком случае, выявление картины крупных глубинных деформаций должно считаться одной из основных задач, особенно в горно-складчатых областях, где эти деформации сильно замаскированы покровной тектоникой, находятся ниже одного или нескольких горизонтов тектонического срыва и несогласия.

Использование независимых данных при интерпретации линеаментов и кольцевых образований, как показывает имеющийся опыт, также требует известной аккуратности и соблюдения определенных правил При определении, например, по геофизическими данным глубины заложения рассматриваемых образований, их морфологических, динамических, кинематических и других характеристик необходимо прежде всего соблюдение правильного соотношения уровней генерализации этих данных и космических материалов.

Из совокупности данных разных масштабов почти всегда можно подобрать те или иные детали и особенности структуры геофизических полей, которые пространственно совпадут, по крайней мере частично, с изучаемым линеаментом или кольцом (кругом). Но имеет ли такое совпадение генетическую природу? Этот главный вопрос требует, как правило, многостороннего рассмотрения и системного подхода. Иначе говоря, всякий раз необходимо оценивать, может ли вообще имеющаяся в распоряжении исследователя информация относиться к рассматриваемому образованию.

По существу, такие же проблемы возникают и при использовании всех других данных (геологических, геохимических, гидрогеологических, металлогенических и т. д.). Широко распространены, например, выводы о связи очагов землетрясений или месторождений полезных ископаемых с узлами пересечения линеаментов (разломов), с зонами их

пересечения с кольцевыми структурами или с областями взаимного пересечения последних. Эта связь закономерна и достаточно подтверждена практикой. Однако имеющиеся разномасштабные материалы космических, аэро- и наземных съемок позволяют конструировать «сетки» пересекающихся линеаментов самых разных размеров. Поэтому в конце концов можно почти всегда подобрать некоторый масштаб (детальность) дешифрирования, при котором любое землетрясение или месторождение совпадет с каким-нибудь узлом. Это облегчается значительными неточностями локализации эпицентров землетрясений, а также весьма большой шириной зон линеаментов и кольцевых структур. Решение обратной задачи — прогноз сейсмоактивного или рудоконцентрирующего узла — выполняется, как показывает практика, далеко не с такой уверенностью. Действительно, какой из множества довольно однотипных узлов является сейсмоактивным или рудоносным? Причем они развиты и в активных областях, и на платформах.

Этот пример является достаточно ярким показателем несовершенства методики сопоставления разнородных геолого-геофизических данных с данными космических съемок и высокой гипотетичности соответствующих выводов. Из него следует необходимость выполнения специальных научно-методических исследований по разработке методологии и методов выполнения корреляционных работ рассматриваемого типа

ОЦЕНКА ДОСТОВЕРНОСТИ И ОБЪЕКТИВНОСТИ ДЕШИФРИРОВАНИЯ ЛИНЕАМЕНТОВ И КОЛЬЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Значительные различия, имеющиеся в индивидуальных схемах дешифрирования линеаментов и кольцевых образований, о чем уже говорилось выше, требуют соответствующей оценки степени достоверности получаемых данных. Для такой оценки наметились определенные методы и критерии.

Одним из критериев, уже примененным в ряде геологических учреждений и коллективов, является количество участников совместного (параллельного) дешифрирования, которые отметили тот или иной исследуемый объект (линеамент, кольцевую структуру) на космическом изображении и одинаково определили его в качестве такового. Эта оценка путем «голосования», признания достоверности «большинством голосов» при кажущейся объективности неудобна и имеет определенные недостатки. Она весьма трудоемка, и может производиться только в достаточно ограниченном коллективе, в котором возможно выполнение работы по единым критериям выделения изучаемых объектов и по единому комплексу исходных материалов. Кроме того, такой подход может снизить значение и сделать неэффективной работу наиболее высококвалифицированных исследователей, а объективность мнения большинства в данном случае может оказаться недостаточной.

Другим критерием достоверности линеамента или кольцевой структуры считается в ряде случаев устойчивость проявления его на серии космических изображений, полученных в различное время, а также в различных диапазонах спектра. При своих несомненных достоинствах этот критерий также имеет определенные недостатки. Целый ряд объектов геологического поиска на космических и аэроснимках выделяется достаточно четко лишь в определенное время (года, суток) или в каком-нибудь узком диапазоне спектра. Поэтому данным способом достоверность дешифрирования не всегда оценивается правильно. Очевидно, что нельзя отрицать существование объекта, отдешифрированного на каком-нибудь одном изображении и не проявленного достаточно ярко на других.

Критерием достоверности дешифрируемых объектов является также их соответствие известным ранее элементам геологической структуры и структуры геофизических полей. Его также нельзя признать удовлетворительным, так как он ограничивает исследование рамками известных данных, которые не являются полными и окончательными (к тому же разные территории изучены неравномерно). В целом это снижает поисковый характер исследований, направленность на выявление, изучение и использование новых объектов и явлений.

В общем, по-видимому, невозможно определить какое-то ограниченное число жестких критериев оценки достоверности дешифрирования и тем более интерпретации линеаментов кольцевых образований. Можно лишь пожелать исследователям сопровождать свои публикации некоторым минимумом характеристик использованных материалов космических съемок (тип носителя и аппаратуры, время съемки, спектральный диапазон, способы преобразования изображений, их масштаб) и критериев выделения на снимках

линеаментов и кольцевых образований, чтобы эти публикации возможно было сопоставлять с другими данными.

Рассмотренные выше методические аспекты изучения линеаментов и кольцевых образований Земли с помощью материалов космических съемок не исчерпывают всех особенностей дистанционных методов геологических исследований. Остались, в частности, нерассмотренными способы и средства формализованного машинного дешифрирования и интерпретации, которые пока слабо развиты и не получили должного применения. Некоторые из приведенных соображений, возможно, являются спорными.

Принципиально важным является утверждение вывода о том, что линеаменты не есть категория разломов, что они имеют самостоятельное значение и представляют собой значительно более сложные и весьма различные по своему структурному проявлению линейные образования, в том числе глубинного (нижнекорового и мантийного) заложения. Установлено, что при прочих равных условиях изображения более высокого уровня генерализации проявляют более глубинные образования. Это позволяет использовать разномасштабные космические изображения для изучения структур глубинных слоев литосферы и через их посредство по-новому рассмотреть и объяснить особенности многих известных приповерхностных структур, вскрывая ранее неизвестные причинно-следственные связи и закономерности их развития. Это означает переинтерпретацию целого ряда теоретически и практически важных положений о сущности и роли некоторых казалось бы известных образований, а вместе с установленными путем дешифрирования новыми деталями стуруктуры литосферы открывает новые направления и критерии геологического прогноза полезных ископаемых, сейсмичности и т. д.

То же самое необходимо сказать относительно кольцевых образований, особо подчеркивая вывод о большом генетическом и морфологическом их разнообразии, которое определяет особенности их практического изучения и использования.

Многие аспекты методики изучения линеаментов и кольцевых образований с помощью космических снимков были рассмотрены выше в специальном разделе. Некоторые оригинальные подходы и приемы анализа линеаментов и кольцевых образований были разработаны и показаны при характеристике региональных особенностей их развития. Вряд ли эти подходы исчерпывают все многообразие методических направлений и вопросов. Но уже сейчас очевидны, во-первых, многофакторность линеаментов и кольцевых образований и, во-вторых, многоаспектный характер их возможного рассмотрения. В этих условиях только комплексный системный подход к анализу линеаментов и кольцевых образований позволит получить достаточно обоснованные конкретные выводы, которые будут весьма полезны и плодотворны в теоретических разработках и в практическом использовании.

ПРИМЕНЕНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ В РУДНОЙ ГЕОЛОГИИ

Глава 27

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЛИНЕЙНЫХ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ И РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИХ СТРУКТУР

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ АНАЛИЗА ЛИНЕЙНЫХ СТРУКТУР

С первых шагов использования космических снимков в геологии стала очевидной огромная роль в строении и развитии Земли различного типа разломов, которые при дешифрировании космических снимков объединяются под общим названием линеаментов. Последние в настоящее время принято подразделять на глобальные, региональные и локальные.

Среди глобальных и региональных линеаментов особое металлогеническое значение имеют структуры сквозного типа.

Понятие о сквозных структурах как о зонах глубоких дислокаций «скрытого типа», охватывающих платформы и геосинклинали, было впервые введено Н. С. Шатским [1948], им же разработаны общие методы анализа. Металлогеническая роль подобных структур была установлена в результате исследований, проводимых коллективами под руководством И. Н. Томсона и М. А. Фаворской. Близких взглядов придерживаются и некоторые зарубежные ученые [Kutina, 1969, 1980; Heyl, 1972; Noble, 1980].

Сквозные структуры, не изменяя своего простирания и особенностей проявления, пересекают границы континентов и океанов и, очевидно, являются наиболее глубинными. Геофизические, в том числе и сейсмические, данные позволяют проследить большинство подобных структур до уровня верхней мантии. Установлено, что сквозные структуры заложены в докембрии [Фаворская и др., 1974] в качестве широтно-меридионального глубинного каркаса нашей планеты. В дальнейшем они неоднократно оживлялись в периоды тектоно-магматической активизации, являясь обычно секущими по отношению к фанерозойским тектоническим сооружениям и проявляясь в их пределах в виде различных геологических, геоморфологических и геофизических аномалий. Глобальные пояса этого типа относятся к разным порядкам, причем наиболее крупные достигают в ширину свыше тысячи километров, однако для металлогенического анализа главное значение имеют подчиненные им более низкопорядковые сквозные системы дислокаций с преобладающей шириной 20—80 км.

Структуры сквозного типа не проявляются на поверхности Земли в качестве единого, фиксируемого соответствующими геологическими признаками разлома. При своей значительной ширине они на одних участках устанавливаются как системы мелких однонаправленных по простиранию сбросов или сдвигов, на других — как границы мощностей и фаций или как цепочки наложенных впадин. В пределах сквозных структур наблюдаются изгибы осей складок, приспосабливающихся к их простиранию; многие разломы разбиваются на отдельные составляющие или обрываются. Местами эти структуры служат экранами для крупных гранитных интрузивов, а их внутренние части вмещают согласные с ними по простиранию поля эффузивов, даек и малых тел. Сквозные структуры отчетливо проявляются и при анализе особенностей рельефа в качестве крупных аномалий морфоструктурного плана.

Характерная особенность структур сквозного типа — их неоднородность по простиранию, что наиболее наглядно устанавливается на космических снимках. Большинство из них представлено отдельными последовательно расположенными звеньями с различной степенью выраженности перечисленных выше признаков. Нередко звенья располагаются кулисообразно, отчего границы зон сквозных нарушений становятся трудноопределимыми. Однако внутренний структурный рисунок звеньев остается неизменным.

Причину неотчетливого проявления структур сквозного типа можно видеть в том, что, зарождаясь в подкоровых глубинах, они не везде достигают поверхности Земли, оказывая тем не менее возмущающее воздействие на структуры земной коры.

В ходе металлогенических исследований, проводимых под руководством И. Н. Томсона и М. А. Фаворской, было установлено, что некоторые сквозные структуры определяют в пределах рудных провинций размещение наиболее крупных месторождений, что позволяет выделить такие структуры в качестве рудоконцентрирующих. На пересечении последних с традиционно выделяемыми структурно-металлогеническими зонами, в большинстве своем согласными с господствующим тектоническим планом региона, возникают наиболее крупные скопления минерализации именно того профиля, который отвечает соответствующей металлогенической зоне.

Таким образом, были противопоставлены друг другу два типа структур: металлогенические зоны, определяющие специализацию оруденения, и рудоконцентрирующие сквозные системы дислокаций, способствующие его концентрации.

Было установлено также, что в пределах рудоконцентрирующих структур крупные месторождения располагаются дискретно, будучи приуроченными к узлам пересечения широтных и меридиональных сквозных систем нарушений между собой и с менее глубинными диагональными разломами. Последние характеризуются специализацией определенного рудного профиля и, попадая в сферу влияния сквозных структур, активизируются, становясь более отчетливыми. Узлы повышенной тектонической нарушенности четко наблюдаются на космических снимках. Магматические образования узлов, как это было установлено В. А. Баскиной, обладают целым рядом аномальных признаков по сравнению с региональным фоновым магматизмом. К числу подобных особенностей относится наличие последовательно и контрастно дифференцированных магматических серий, разнообразие петрохимических типов базальтов, присутствие ультраосновных лав и др. Месторождения, приуроченные к узлам, также характеризуются определенной спецификой: для них обычны большая длительность эндогенного процесса, полиформационность, большое разнообразие главных рудных элементов и их элементов-спутников.

Все сказанное о металлогенической роли рудоконцентрирующих структур и узлов повышенной тектонической нарушенности и эндогенной активности позволяет утверждать, что для проверки и обоснования данной металлогенической концепции имеет особое значение информация, получаемая при анализе высотных и космических снимков. Одни структуры сквозного типа непосредственно наблюдаются на монтажах мелкомасштабных космических снимков, для выявления других разработаны специальные приемы морфоструктурного анализа и дешифрирования макротрещиноватости и структурно-литоморфных комплексов по космическим снимкам.

Визуальное дешифрирование геологических признаков сквозных линейных структур. Перечисленные выше геологические признаки, совокупность которых позволяет выделять сквозные, в том числе рудоконцентрирующие, структуры, могут быть визуально установлены на космических снимках. Такие особенности, как виргации осей складок, расщепление крупных и сгущение сети мелких разломов, линейно ориентированные цепочки наложенных впадин наблюдаются на снимках непосредственно. Наряду с этим целый ряд признаков, связанных с длительностью развития сквозных структур, таких как границы изменения мощностей, появление специфических фаций осадочных пород, контрастность и разнообразие форм магматических образований, выявляются путем картирования структурно-литоморфных комплексов. Использование последних при дешифрировании космических снимков было разработано И. К. Волчанской и Е. Н. Сапожниковой [Анализ..., 1979]. Ими было показано, что расчлененность рельефа (его морфоскульптура) тесно связана не только с блоковой тектоникой, но и с особенностями геологического строения территории, что позволяет в совокупности с характером фототона оконтуривать участки, отличающиеся структурным и литологическим единством.

Под структурно-литоморфным комплексом форм рельефа понимается совокупность морфографических, морфометрических и морфологических характеристик рельефа, обусловленных литологическими и структурными свойствами горных пород, на которых формируется рельеф. Морфологические и морфографические признаки включают характер и густоту эрозионной сети и временных водотоков, морфологию склонов и гребней водоразделов; морфометрические — глубину расчленения, характер распределения разновысотных уровней рельефа и другие показатели.

И. К. Волчанская и Е. Н. Сапожникова следующим образом суммировали основные критерии выделения зон нарушений при структурной интерпретации материалов дешифрирования структурно-литоморфных комплексов: 1) протяженные, линейно вытянутые и

ориентированные в определенном направлении границы соприкосновения различных типов структурно-литоморфных комплексов сопоставляются с крупнейшими структурными швами, с границами структурно-фациальных зон; 2) линеаменты, смещающие контуры отдельных структурно-литоморфных комплексов, сопоставляются с обычными разломами; 3) зоны сгущения локальных тел, в том числе купольных, линейных и кольцевых комплексов рельефа, интерпретируются как магмоподводящие зоны; 4) зоны, выявляемые по системам аномалий, выраженных как в поведении первых трех типов нарушений, так и по границам соприкосновения отдельных структурно-литоморфных комплексов, интерпретируются как сквозные системы нарушений [Анализ .., 1979]

При выделении на космических снимках сквозных систем дислокаций могут быть также использованы взаимоотношения последних с хорошо дешифрируемыми округлыми и овальными по форме структурами различных масштабов. К числу наиболее крупных из них относятся сводовые поднятия, обусловленные, как правило, значительными по объему гранитными массивами. Наблюдения на территории Приморья показали, что сквозные структуры прослеживаются на участках, разделяющих своды В то же время, как было указано выше, крупные рудные объекты в пределах рудоконцентрирующих структур располагаются в узлах проявления особенно разнообразного по составу и фациям магматизма. Узлы нередко сопровождаются кольцевыми разломами, единичными или несколькими, образующими сложные пересечения. В сегментах, образуемых пересечениями нескольких колец, обычно сосредоточено наиболее интенсивное проявление как магматических, так и гидротермальных процессов. Такие комплексные кольцевые структуры, трассирующие зоны сквозных рудоконцентрирующих структур, хорошо дешифрируются на космических снимках.

Сказанное намечает различные аспекты визуального дешифрирования сквозных структур по различным геологическим аномалиям.

Выявление рудоконцентрирующих структур методами статистического изучения распределения макротрещиноватости. Макротрещиноватость на космических снимках и аэрофотоснимках представлена спрямленными элементами рельефа и ландшафта, отражающими закономерности тектонической нарушенности территорий.

К выявлению и характеристике рудоконцентрирующих структур путем статистического изучения их распределения впервые обратился В. В. Ярмолюк [Новые..., 1977] На примере Кавалерово-Дальнегорской рудоконцентрирующей широтной зоны Приморья он изучил трещиноватость на мелкомасштабных аэрофотоснимках по таким признакам, как наличие или отсутствие трещин данного направления, плотность и особенности их площадного распределения. В итоге он выделил массивы однородной трещиноватости: линейные, узловые и фоновые. Проведенный анализ показал, что, несмотря на присутствие трещин шести основных планетарных направлений (355—5°, 5—40°, 40—85°, 85—95°, 275—320°, 320—355°), на исследованной территории преобладают системы дислокаций определенных простираний, отличающиеся друг от друга на 20—30°. Наибольший интерес, как оказалось, представляет субширотная трещиноватость с аномальной концентрацией трещин в пределах широкой широтной полосы. Сопоставление карты интенсивности проявления трещин субширотного простирания с соответствующей картой для меридиональных трещин показало, что плотность распределения последних в сфере влияния широтной структуры увеличивается. В. В. Ярмолюк высказал предположение о том, что поля однородной трещиноватости, подобные тем, которые характерны для Кавалерово-Дальнегорской рудоконцентрирующей зоны, являются «теневым» отражением глубинных структур и возникают под воздействием на деформируемый объем усилий из глубины.

Не менее важным выводом этого первого исследования является вывод о сложности внутреннего строения рудоконцентрирующей зоны и об изменчивости ее мощности по простиранию. Анализ этих особенностей успешно выполнен автором при выделении прогнозных участков, перспективных для поисков рудных месторождений.

В дальнейшем к изучению рудоконцентрирующих структур Приморья были привлечены космические снимки ERTS масштаба 1 : 500 000, охватывающие всю центральную часть края [Анализ..., 1979]. К этому времени методу изучения региональной макротрещиноватости была уже посвящена значительная по объему литература, частично обобщенная в упомянутой монографии. Е. В. Акимова и В. В. Ярмолюк [Анализ.. , 1979] метод изучения макротрещиноватости в прогнозно-металлогенических целях модифицировали таким образом, что в основу статистического подсчета трещин было положено не количество их, а суммарная длина. Эти авторы составили серию карт избранных простираний трещиноватости с учетом господствующих в данном регионе направлений

тектонических элементов; даются рекомендации для выбора оптимального размера «скользящего окна». Удвоенный радиус подобной оптимальной ячейки используется для получения карт «фоновой» и «остаточной» аномалий [1].

Использование приведенной выше методики при анализе макротрещиноватости Центрального Приморья, где ранее была обоснована рудоконцентрирующая роль широтных сквозных структур, позволило Е. В. Акимовой и В. В. Ярмолюку установить, что влияние широтных направлений фиксируется во всех системах трещин. Отсюда был сделан вывод, что эти сквозные зоны являются долгоживущими и, вероятно, связаны своими корнями с консервативными по особенностям строения глубинными структурами. Анализ закономерностей размещения рудных месторождений Центрального Приморья подтвердил важную роль широтных систем повышенной трещиноватости. Оказалось, что рудные месторождения во всех случаях локализуются в пределах участков с повышенной густотой трещиноватости. С этим связана рассмотренная дискретность в размещении оруденения в пределах рудоконцентрирующих структур, густота трещиноватости по простиранию которых не выдержана [Анализ..., 1979].

Дополнительная информация об особенностях проявления рудоконцентрирующих структур в полях макротрещиноватости была в недавнее время получена А. А. Алиевым [1980а, б] при анализе космических снимков масштаба 1 : 500 000 территории Памира. В основу статистического анализа им положен подсчет количества трещин по шести выбранным планетарным направлениям, отвечающим преобладающему простиранию тектонических деформаций в регионе. Была показана важнейшая как структурная, так и металлогеническая роль широтных и меридиональных скрытых систем нарушений, проявляющихся в качестве зон повышенной густоты распределения трещин соответствующих румбов. Было установлено также влияние упомянутой ортогональной системы скрытых нарушений на поля распространения диагонально ориентированной трещиноватости. Это выражается в широтном и меридиональном простираниях цепочек максимумов и минимумов на большинстве карт трещиноватости северо-восточных и северо-западных румбов. Анализ размещения рудной минерализации на Памире позволил А. А Алиеву выделить среди установленных им сквозных зон широтного и меридионального простираний рудоконцентрирующие структуры По устному сообщению А. А. Алиева, сейсмические данные подтвердили большую глубину заложения рудоконцентрирующих структур по сравнению с глубиной других сквозных структур. Было показано, что большинство рудопроявлений, принадлежащих к высокотемпературному типу рудных формаций, тяготеет в своем распространении к относительным минимумам трещиноватости, связанным с выходами гранитных массивов. Однако более низкотемпературные рудопроявления большей частью располагаются в полях повышенной трещиноватости, на границе с абсолютными ее максимумами.

В заключение следует отметить большую перспективность дальнейшего применения статистического изучения макротрещиноватости для выявления и характеристики рудоконцентрирующих структур и узлов длительной эндогенной активности при прогнозно-металлогенических исследованиях. За последние годы возможности изучения макротрещиноватости значительно расширились как у нас, так и за рубежом в связи с применением ЭВМ и специальной техники фильтрации.

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ И СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ВЫЯВЛЕНИЯ СКВОЗНЫХ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИХ И РУДОЛОКАЛИЗУЮЩИХ СТРУКТУР

Использование структурно-геоморфологических и морфоструктурных методов при металлогенических исследованиях для поисков рудоконтролирующих структур широко внедряется в практику геологических работ. Закономерности связи оруденения с разломно-блоковой и сводово-купольной орогенной тектоникой активизированных областей разработаны в трудах В. А. Обручева, В. И. Смирнова, Е. А. Радкевич, Г. П. Воларовича, Е Т. Шаталова, Е. Д. Карповой, А. Д Щеглова, В. И. Казанского, И. Н. Томсона, М. А. Фаворской, Н. А Фогельман, Д. И. Горжевского и др. Многочисленные исследования в области неотектоники, структурной геоморфологии и морфоструктурного анализа показали генетические связи структурных форм рельефа с особенностями глубинного

---

[1] Э С Сулейманов с соавторами [1978] предложили составление ряда карт с последовательно увеличивающейся площадью элементарных ячеек Этот прием приводит к усреднению данных, сглаживанию влияния коротких и подчеркиванию протяженных трещин, которые они рассматривают и как более глубокие.

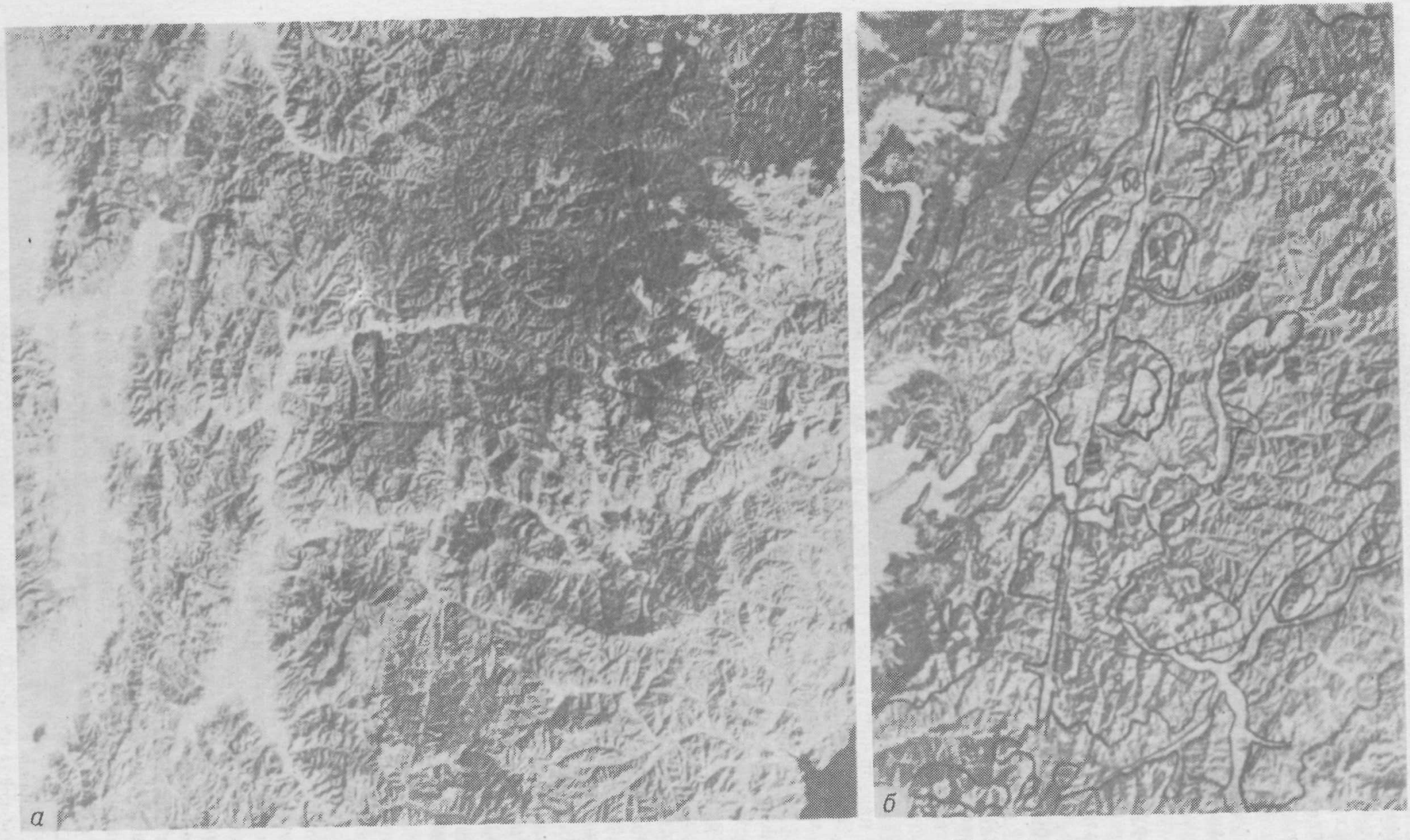


Рис. 106. Крупнейшие фронтальные линеаменты Приморья на снимках «ERTS-1»

а — выраженные в рельефе системами долин разных порядков, уступами на склонах хребтов и долин, структурными швами; *б* — Центральный Сихотэ-Алинский линеамент как граница различных структурно-литоморфных комплексов, выделенных по различным типам расчлененности рельефа

строения Земли. При этом заложение большинства крупнейших морфоструктурных элементов и ограничивающих их зон разломов не только относится к неотектоническому этапу, но и связано со значительно более ранними периодами развития Земли. Это положение, обоснованное в трудах И. П. Герасимова, Ю. А. Мещерякова, П. А. Флоренсова, С. С. Коржуева, С. К. Горелова, Ю. Г. Симонова, Г. Б. Худякова и других исследователей, является основополагающим для разработки морфоструктурных методов в металлогении и для теоретического обоснования результатов дешифрирования космических снимков.

В большинстве металлогенических областей процессы рудообразования по времени предшествуют эпохе формирования современного рельефа, в связи с чем результаты дешифрирования, как правило, корректируются геолого-геофизическими и палеотектоническими данными. Морфоструктурные исследования показали, что рельеф отражает совокупную картину унаследованных и новообразованных структурных форм, причем наиболее стабильными элементами (каркасом) морфоструктурного плана являются зоны глубинных долгоживущих разломов, образующих границы разнопорядковых морфоструктур [Волчанская, Сапожникова, 1976]. В рельефе современной земной поверхности эти структуры выражаются благодаря процессам неотектонической унаследованности, препарированию экзогенными процессами структур субстрата и эффекту просвечивания.

Первоначально методы морфоструктурных исследований развивались на базе специального анализа топографических карт, дающих очень точные сведения о рельефе и имеющих ряд преимуществ перед космическими снимками, заключающихся в универсальности исходных материалов, возможности использования разномасштабных изображений земной поверхности и точных морфометрических данных. Последние являются особенно важным структурным показателем, тесно связанным с распределением геофизических масс Земли.

В свою очередь, космические снимки являются гораздо более детальными по сравнению с одномасштабными топографическими материалами и несут значительно более насыщенную структурную информацию на единицу площади. На космических снимках в первую очередь различаются структурно-литоморфные комплексы форм рельефа, свойственные тем или иным геологическим формациям, а также обилие линейных и кольцевых структур. В металлогенических целях необходим анализ этих структур с выявлением главных и второстепенных. Особое место в ряду этих исследований занимает дешифрирование сквозных зон, которые по морфоструктурным признакам выявляются как особые системы структурно-геоморфологических аномалий, влияющих на существенное изменение морфоструктурного плана рельефа. Для их выявления используется весь арсенал структурно-геоморфологических и морфоструктурных методов.

Структурно-геоморфологические методы выявления линеаментов являются широко признанными и представляют собой как бы первую ступень анализа, включающую установление первичных линейных неоднородностей в рельефе земной поверхности, закономерно ориентированных в пространстве. При дешифрировании космических снимков и составлении среднемасштабных структурно-геоморфологических карт выявляются линеаменты протяженностью более 10 км, имеющие следующие наиболее общие типы морфологической выраженности: 1) фронтальные линеаменты, представляющие собой системы протяженных уступов, которые следуют вдоль фасов горных хребтов по границам их с предгорными, внутригорными и межгорными впадинами (рис. 106, *а*); в плане они либо почти прямолинейны, либо дугообразно изогнуты; по геологическим данным, им соответствуют крупные разломы типа сбросо-сдвигов и надвигов; в последнем случае в плане линеаменты обычно имеют фестончатую форму; 2) прямолинейные системы впадин, озерных котловин и долин различных порядков, продолжающих друг друга по простиранию; 3) уступы на склонах долин и хребтов и зоны перепада высот водоразделов, межхребтовые понижения и лощины; 4) линейные границы смены структурно-литоморфных комплексов форм рельефа (см. рис. 106, *б*); 5) локальные цепочки минимумов и максимумов рельефа (холмов, гряд, котловин, лощин) равнинных и плоскогорных стран, где прочие показатели менее выражены.

По совокупности различных элементов рельефа строятся структурно-геоморфологические карты, основным содержанием которых являются разнопорядковые линеаменты, сводово-блоковые и кольцевые структуры. Основание для выделения этих форм — сочетания фоновых высот водоразделов с линейными и радиально-дуговыми элементами топографии, а также различные структурно-литоморфные комплексы форм рельефа.

Морфоструктурные методы являются как бы второй ступенью анализа. С их помощью

производится районирование площадей, определение порядка структурных элементов, выявление сквозных зон и крупнейших изометричных морфоструктур типа сводов и кольцевых депрессионных форм. Мелкомасштабные космические снимки в значительной степени облегчают морфоструктурное районирование, потому что многие крупные морфоструктуры определяются на них непосредственно. В большинстве же случаев необходимо применять приемы генерализации структурных форм рельефа для выявления закономерностей строения морфоструктурного плана. При этом дается интерпретация наблюдаемых морфоструктур с помощью геолого-геофизических и магматических данных. Из сопоставления с этими данными вытекают некоторые общие закономерности орогенного строения горных стран, в котором своеобразно преломляются элементы структурного плана геосинклинально-складчатых этапов развития, а также хорошо выражены структурные элементы эпох орогенной тектоно-магматической активизации, с которыми связано формирование сводовых и очаговых структур и сквозных зон. Так, каждая горная страна разделяется на морфоструктурные провинции, области и зоны, состоящие из сводово-блоковых и кольцевых морфоструктур. Все главные морфоструктурные элементы подчинены простиранию господствующих тектонических структур и ограничены линеаментами I порядка, которые обычно соответствуют зонам глубинных разломов. Линеаментами II порядка эти системы разбиты на поперечные звенья и блоки. Наиболее крупные поперечные звенья горных стран образуют сегменты, обособленные морфологически и характеризующиеся самостоятельным типом геологического развития. В таких сегментах меняется характер продольной структурно-морфологической и тектонической зональности, количество и последовательность фаз магматических проявлений и т. п.

Типичным примером могут служить поперечные звенья Кордильер Северной и Южной Америки [Werts, 1970; Heyl, 1972; Baird et al., 1974]. Разделяющие их поперечные зоны нарушений являются составными частями крупнейших трансконтинентальных сквозных поясов, которые прослеживаются даже в структурах дна Тихого океана в качестве трансформных разломов (линеамент 39—40° — зона Мендосино) [Kutina, 1969].

Сквозные зоны нарушений представляют собой глубинный каркас, с которым связано зарождение неоднородностей в строении отдельных морфоструктурных элементов и который разрушает их сплошность. Наиболее крупные из них объединяют поперечные структурные неоднородности внутри продольных морфоструктурных элементов. Только на отдельных участках они выражены хорошо дешифрирующимися линеаментами, в большинстве же случаев их трассируют следующие аномалии морфоструктурного плана: 1) смена простираний границ морфоструктур, их изгибание, окончание или расщепление; 2) наличие секущих по отношению к основному морфоструктурному плану долин, хребтов; 3) виргации и изгибы осей хребтов и плановых очертаний речных долин; 4) смещения границ блоков и других морфоструктур в плане; 5) поперечные поднятия в продольных по отношению к основному морфоструктурному плану депрессиях; 6) региональные ступени фоновых высот водоразделов; 7) цепочки депрессий, наложенных впадин, антецедентных долин рек, межхребтовые понижения; 8) поясовые сгущения линейных элементов рельефа, секущих по отношению к основному морфоструктурному плану; 9) цепочки кольцевых морфоструктур; 10) сгущение площадей со сложным строением структурно-литоморфных комплексов форм рельефа и другие признаки. Многие из этих признаков могут свидетельствовать о динамике движений в пределах сквозных зон нарушений на орогенном этапе развития. Так, латеральные смещения границ морфоструктурных элементов свидетельствуют о сдвиговых перемещениях вдоль этих зон, что характерно, например, для сквозных широтных зон Северо-Американских Кордильер [Baird et al., 1974]. Многие меридиональные сквозные зоны в периферической части Тихого океана являются молодыми рифтогенными структурами, что характерно, например, для Провинции Бассейнов и Хребтов [Wright, 1976]. В рельефе они выражены взаимосвязанными системами грабенообразных долин, межблоковых понижений и наложенных впадин. Близкими им по типу являются сквозные меридиональные зоны Приморья, которые, по данным В. А. Баскиной [1975], являются проводниками специфического базальтоидного магматизма на позднеорогенных этапах развития. Некоторые из перечисленных выше признаков являются прямыми индикаторами зон повышенной магматической проницаемости, с которыми связано формирование очаговых интрузивно-купольных и вулканогенных структур, а также узлов повышенной эндогенной активности со сложным и многофазным магматизмом.

Накопленный к настоящему времени опыт использования морфоструктурных карт для прогнозно-металлогенических исследований показывает, что многие из числа выявленных морфоструктурных элементов являются рудоносными. Это позволяет аналогич-

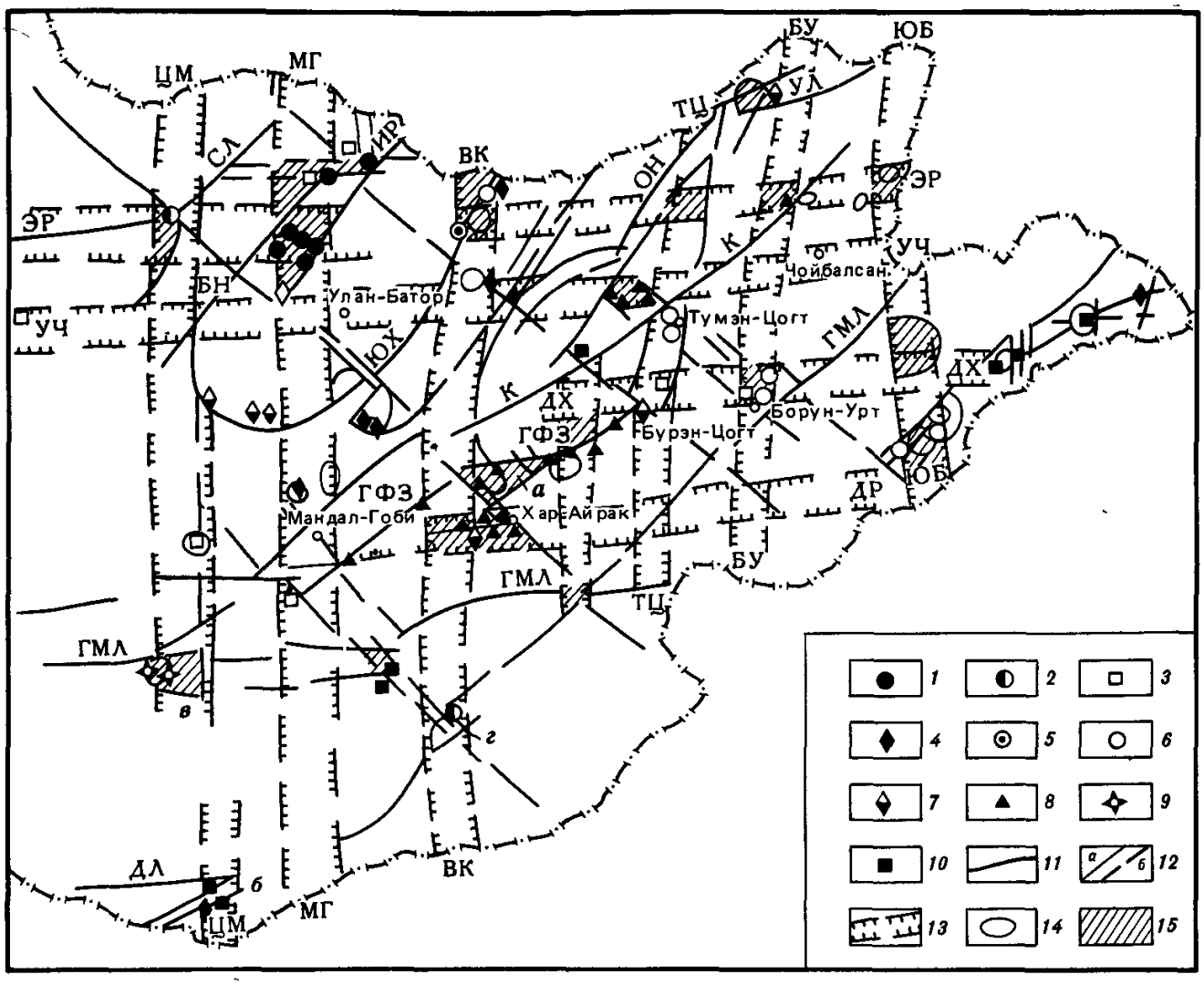


Рис. 107. Узловой контроль размещения месторождений Восточной Монголии

1—10 — месторождения: *1* — золота, *2* — меди, молибдена, *3* — железа, *4* — олова, *5* — вольфрама и молибдена, *6* — вольфрама, *7* — олова и вольфрама, *8* — плавикового шпата, *9* — железа, фтора, редких земель и стронция, *10* — свинца, цинка и меди; *11* — крупнейшие линеаменты, ограничивающие структурно-геоморфологические области и зоны (Сл — Селенгинский, Бн — Баянгольский, Ир — Иругольский, ЮХ — Хэнтэйский, К — Керуленский, ГФЗ — Главная флюоритовая зона Монголии, ГМЛ — Главный Монгольский линеамент); *12* — прочие линеаменты, участвующие в формировании рудолокализующих структурных узлов и выраженные: *а* — непрерывно, *б* — фрагментарно; *13* — сквозные зоны, выраженные системами структурно-геоморфологических аномалий: субширотные: Эр — Эрдэнэтская, УЧ — Уланбаторско-Чойбалсанская, ДХ — Дулан-Хэрская, Дх — Дарханская, Др — Даригангская, Дл — Даладзагдадская, субмеридиональные: ЦМ — Центрально-Монгольская, МГ — Мандал-Гобийская, Вк — Верхнекеруленская, ТЦ — Тумэн-Цогтинская, БУ — Барун-Уртская, ЮБ — Югодзырско-Бордзинская, *14* — кольцевые морфоструктуры, вмещающие рудоносные и перспективные площади; *15* — структурные узлы, вмещающие минерализацию: а — Гал-Шарыинский, б — Харамаритинский, в — Мушугайский, г — Цаган-Субургинский

ные структуры рассматривать в качестве перспективных. Следует отметить, что морфоструктурный анализ позволяет проводить объективный отбор среди многочисленных отдешифрированных линеаментов тех, которые имеют металлогеническое значение.

Сопоставление морфоструктурных и металлогенических данных показывает, что в целом металлогеническая зональность хорошо согласуется с главными элементами морфоструктурного плана, причем сводово-блоковые морфоструктуры характеризуются специфической металлогенией, усложняющей общую картину металлогенической зональности, связанной со структурно-формационными зонами. Границами металлогенических зон и металлогенических площадей II порядка (рудных районов и узлов) в большинстве случаев оказываются линеаменты, ограничивающие морфоструктурные области, зоны или крупные блоки, поперечные к простиранию основных морфоструктур (рис. 107). Рудолокализующими являются линеаменты II порядка, разграничивающие разновысотные ярусы горного рельефа или закономерные сочетания структурно-литоморфных комплексов. Эти линеаменты обычно хорошо выражены в рельефе и в большинстве случаев являются как продольными, так и поперечными по отношению к простиранию структур геосинклинально-складчатого основания. По геологическим данным, им обычно соответствуют разломы типа сбросо-сдвигов, реже надвигов.

Продольные разломы обычно контролируют проявления однотипной минерализации, поперечные определяют в ряде случаев положение специализированных поясов и контролируют в структурах рудных полей размещение продуктов магматизма и гидротермальной деятельности, в том числе и рудоносной (см. рис. 109, 110).

Наряду с этим анализ размещения промышленно важных рудных объектов показывает, что до 90% их контролируется сквозными системами нарушений, образующими, как правило, дискордантный структурный план по отношению к описанным выше линеаментам, которые ограничивают морфоструктуры (см. рис. 107).

Значительные отрезки рудоконцентрирующих структур остаются безрудными, вследствие чего проблема прогнозирования рудоносности в пределах рудоконцентрирующих структур сводится к поиску в их пределах аномальных узлов и блоков, на выявление которых мы ранее обращали внимание [Волчанская и др., 1971]. Хотя известно, что месторождения контролируются узлами пересечения разломов, проблема прогнозирования рудоносных структур в узлах пересечений возникла в связи со значительным увеличением информации о линеаментах, связанной с появлением космических снимков.



Рис. 108. Типы узлов сочленения линеаментов
а, б — блоковое; *в* — линейное; *г* — точечное

В настоящее время ставится задача качественного распознавания как рудных, так и заведомо безрудных узлов с учетом геологических и геоморфологических признаков [Wertz, 1970]. При этом предлагается различать порядки структурных узлов. Например, рудный район Бисби-Моренси, расположенный в южной части штата Аризона, полностью размещается в пределах структуры I порядка, имеющей форму треугольника со стороной 200 км.

Внутри этого треугольника размещаются структуры II порядка, как вмещающие оруденение, так и безрудные. В дальнейшем анализируются геологические отличия рудных и безрудных узлов. Рудоносные узлы характеризуются значительным набором признаков, которые свидетельствуют о длительной магматической активности, приводящей к неоднократному отщеплению рудоносных растворов в благоприятной вмещающей среде. В большинстве рудоносных узлов II порядка располагаются рудоносные магматические тела и штоки, часто кольцевой формы. Рудные тела размещаются на расстоянии 1—3 км от центра пересечения. Эту величину Ж. Вертц [Wertz, 1970] считает критической для распространения влияния эндогенной рудной активности от центра пересечения.

Метод морфоструктурного анализа ограничивает число прогнозируемых узлов пересечений разломов путем выделения важнейших линеаментов и сквозных зон нарушений. Даже для хорошо изученных территорий (например, западные штаты США) узлы пересечений, вмещающие оруденение, составляют не более 50% от общего числа узлов, а в остальных регионах — меньше (Приморье — 38%, Монголия — 40%). Если предположить, что для первого региона цифра является максимальной и прироста новых рудных районов в хорошо изученных областях ожидать не приходится, то для двух последних регионов только 10—12% от общего числа узлов могут составить объект прогноза.

Площадь узлов пересечений определяется шириной пересекающихся систем линеаментов и типом пересечения (рис. 108). В случаях *а* и *б* на рисунке узлы пересечений представляют собой как бы самостоятельные блоки, которые в морфоструктурном отношении рассматриваются как наложенные. В случае линейных (*в*) и точечных (*г*) пересечений узел оконтуривается произвольно с учетом масштаба исследования и имеющихся данных по размещению рудоносности, как правило тяготеющей к центру пересечения. В дальнейшем узлы могут распознаваться или качественно, или количественно. При качественном распознавании проводится сравнение морфоструктурных рисунков узлов и выявление среди них узлов, похожих на эталонные рудовмещающие.

На рис. 109, 110 приводятся примеры космических снимков с дешифрированием некоторых типичных структурных узлов Монголии, вмещающих оруденение. В пределах каждого узла рудовмещающие площади занимают вполне определенные блоки, кольцевые морфоструктуры или их части, которые морфоструктурным методом оконтуриваются независимо от данных о размещении рудоносности. Анализ развития рельефа в пределах этих узлов показывает, что рудоносные блоки находятся на оптимальном уровне денудационного среза.

Распознавание рудоносных площадей возможно также с помощью дешифрирования структурно-литоморфных комплексов форм рельефа. Оконтуриваются площади наиболее сложного строения этих комплексов, которые хорошо коррелируются с известными рудными районами и узлами, что отражает присущую этим площадям повышенную сложность геологического и тектонического строения.

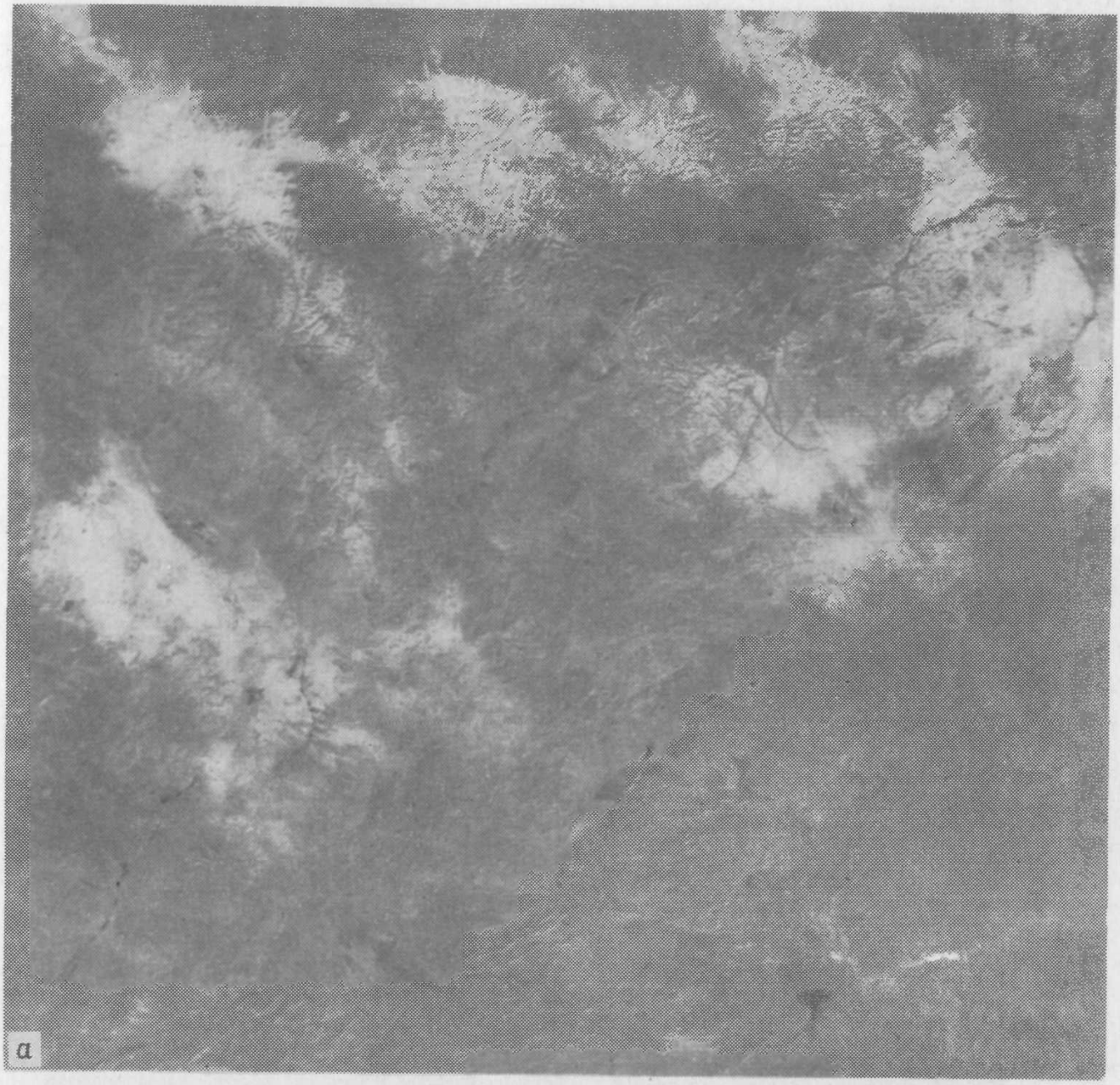




Рис. 109. Космические снимки рудных районов и структурных узлов Южной и Восточной Монголии

а — Гал-Шарыинского флюоритоносного района; *б* — Южно-Гобийского рудного района с редкометальной минерализацией; *в* — Мушугайского структурного узла с проявлениями железо-фтор-редкоземельного и стронциевого оруденения; *г* — Цаган-Субургинского структурного узла с медно-молибденовым оруденением

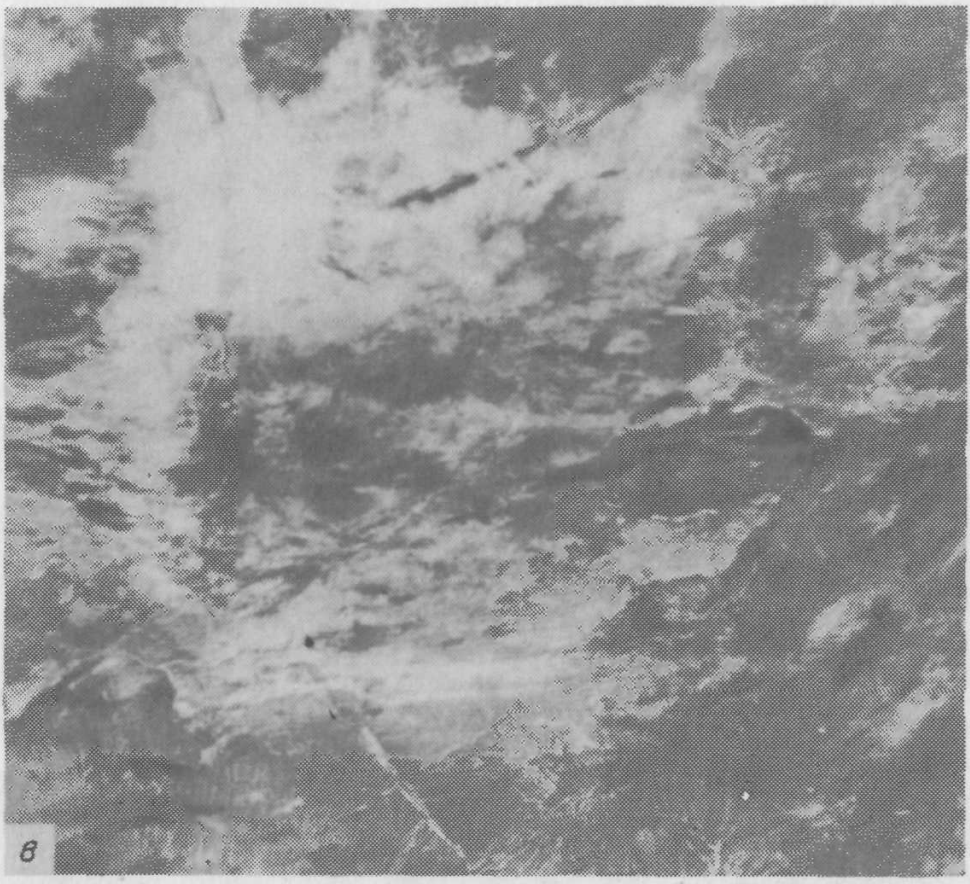




Рис. 109 (окончание)

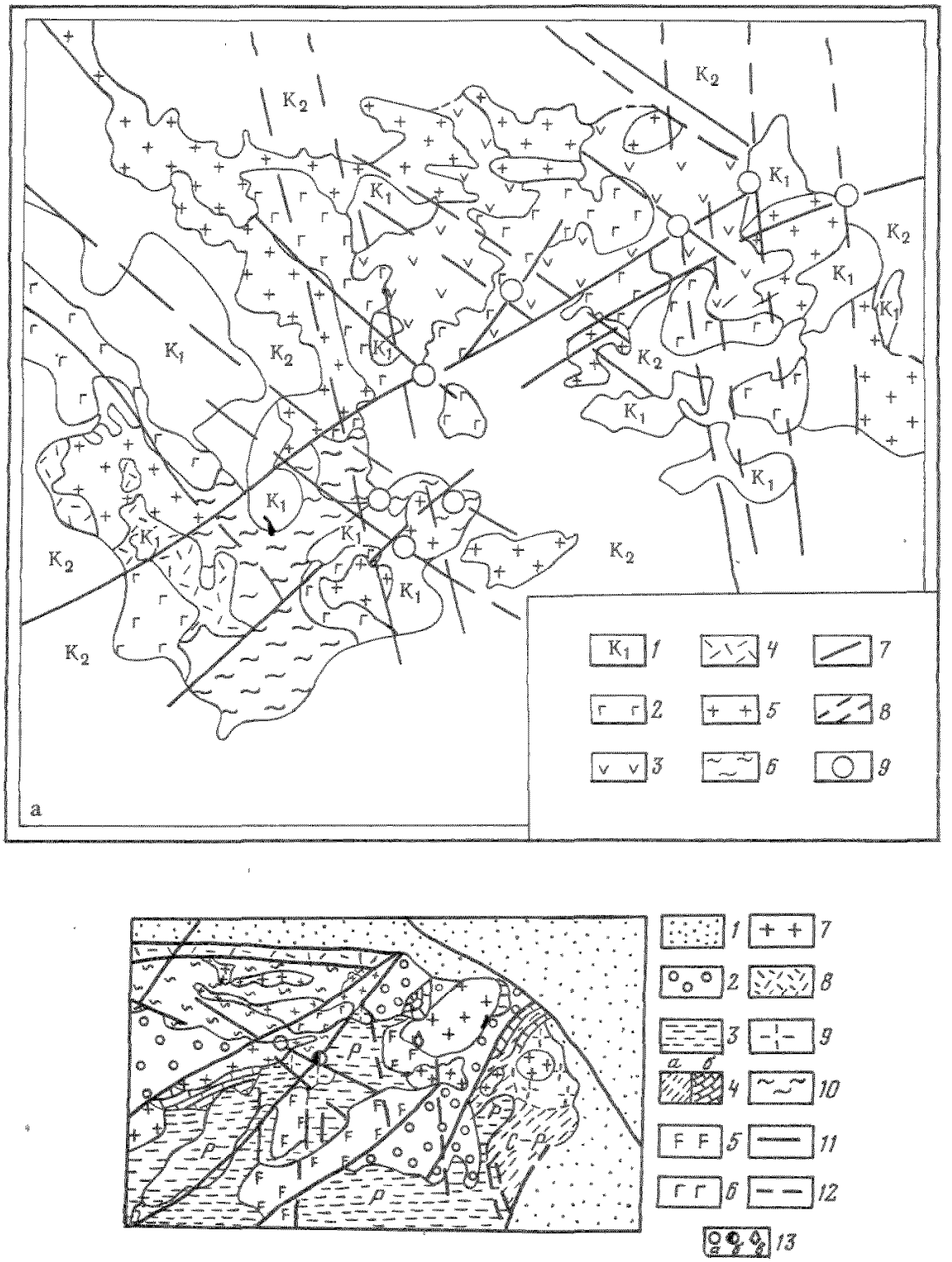


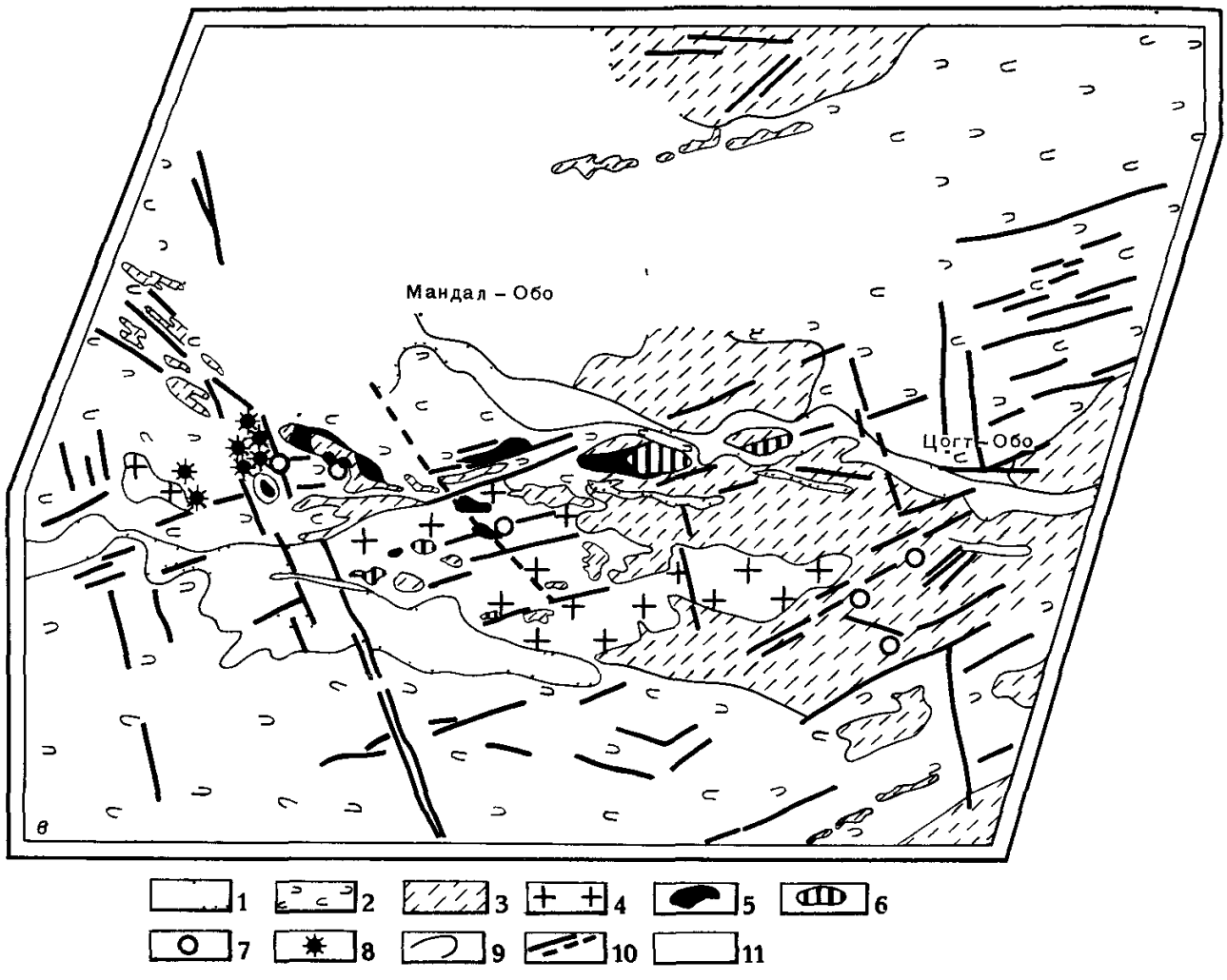
Рис. 110. Схемы дешифрирования космических снимков рудных районов и структурных узлов Южной и Восточной Монголии

а — Гал-Шарыинский флюоритоносный район: *1* — осадочные породы мелового возраста; *2* — базальтоиды (J_3—K_1); *3* — эффузивы смешанного и среднего состава (T_3, J_3—K_1); *4* — эффузивы кислого состава (C_3—P_1); *5* — гранитоиды позднепалеозойского и мезозойского возраста; *6* — рифейско-вендские осадочные образования, прорванные палеозойскими гранитоидами; *7* — линеаменты; *8* — сквозные зоны; *9* — узлы пересечения линеаментов, вмещающие проявления флюоритовой минерализации;

б — Южно-Гобийский рудный район (Харамаритинский структурный узел). Составлена с использованием данных Р. А. Хасина, Э. А. Супрунова: *1—4* — отложения: *1* — четвертичные, *2* — верхнемеловые — палеогеновые, *3* — пермские, *4* — каменноугольно-нижнепермские: *а* — терригенные, *б* — карбонатные; *5* — позднепалеозойские эффузивы; *6* — кайнозойские эффузивы основного состава; *7* — гранитоиды позднепалеозойского и мезозойского возраста; *8* — каменноугольные кислые эффузивы; *9* — интрузии, «просвечивающие» сквозь мезозойско-кайнозойские рыхлые отложения; *10* — силурийские и верхнепротерозойско-вендские отложения; *11* — разломы; *12* — сквозные зоны; *13* — проявления минерализации: *а* — полиметаллической, *б* — вольфрамово-оловянной, *в* — оловянной;

в — Мушугайский структурный узел: *1* — кайнозойские рыхлые отложения; *2* — верхнемеловые рыхлые отложения; *3* — осадочные породы палеозойского комплекса; *4* — палеозойские гранитоиды; *5* — мезозойские щелочные вулканиты основного и среднего состава; *6* — мезозойские щелочные вулканиты кислого состава; *7* — проявления комплексного железо-фтор-редкоземельного и стронциевого оруденения; *8* — верхнемеловые базальтовые вулканиты; *9* — геологические границы; *10* — линеаменты; *11* — границы солончака;

г — Цаган-Субургинский структурный узел: *1* — крупнейшие региональные линеаменты; *2* — прочие линеаменты; *3* — сквозные зоны; *4* — границы кольцевых структур; *5* — месторождение Цаган-Субурга (медь, молибден). Кольцевые структуры: I — Хан-Богдинская, II — Цаган-Субургинская



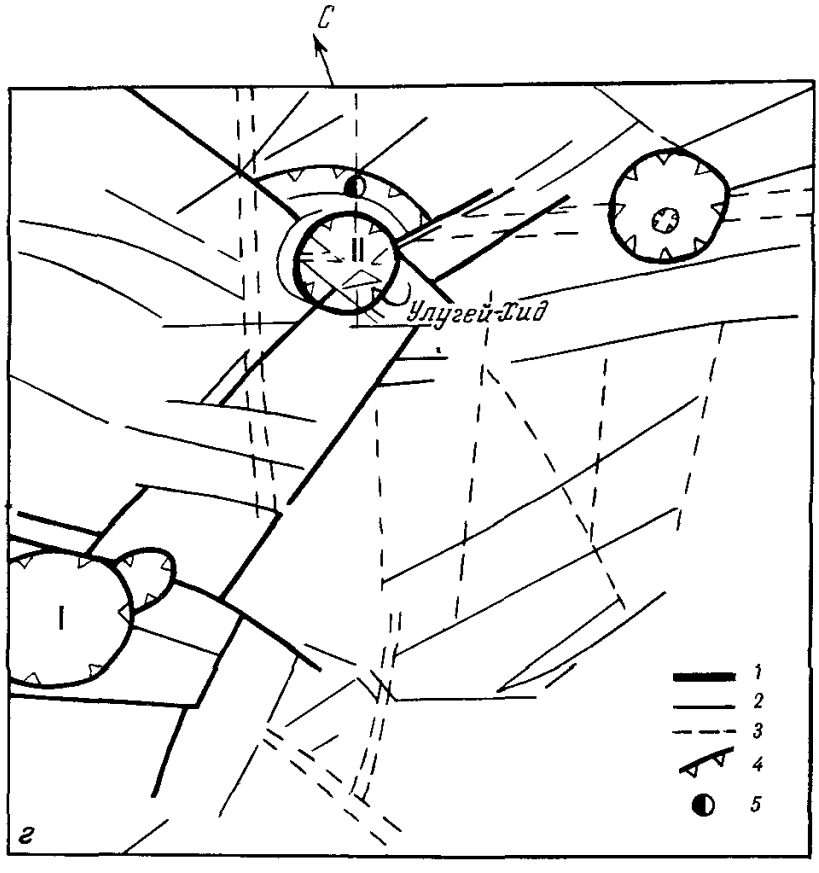


Рис 110 (окончание)

Наряду с качественным проведено количественное распознавание потенциально рудоносных узлов с оценкой признаков линеаментов, участвующих в формировании структурного узла Эти признаки наряду с геологическими, магматическими и рудно-формационными были подвергнуты логико-информационному анализу по методике Р М Константинова с соавторами [Логико-информационные , 1977] Оценка информативности признаков проводилась в соответствии с ранжированным рядом эталонных месторождений Для линеаментов и сквозных зон нарушений, преобладающих в данном регионе, были выбраны главные морфоструктурные характеристики величина ступени

рельефа, положение по отношению к региональным типам рельефа (горным, равнинным и межгорным), к блокам с различными простираниями морфоограничивающих нарушений и др Характеристика рудовмещающего блока дана по его относительному положению среди соседних блоков рельефа, а также по отношению к сводовым, купольным и кольцевым морфоструктурам При этом использовалась относительная шкала фоновых высот блоков, однако целесообразнее использовать абсолютную шкалу Высотное положение рудоносного блока в современном рельефе является функцией оптимальных условий сохранения продуктивной зоны в современном срезе и имеет статистически выдержанные значения для определенных рудных формаций в каждом конкретном регионе Оценка информативности перечисленных групп признаков показала, что большинство их так или иначе связано с локализацией крупных объектов Наибольшей силой связи обладают морфометрические признаки крупнейших широтных сквозных зон Приморья и протяженных северо-восточных линеаментов, ограничивающих структурно-формационные и морфоструктурные зоны и подзоны, а также отмеченные выше характеристики относительного положения рудовмещающих блоков Прочие признаки попадают в группу с относительно меньшей значимостью Наконец, признаки оказываются несущественными, если они согласуются с установленными фактами отсутствия рудоносности в блоках относительно пониженного рельефа в пределах депрессий Количественное распознавание по совокупности морфоструктурных признаков позволило из 35 структурных узлов Приморья отобрать восемь Эти узлы рассматриваются как перспективные и по геолого-магматическим и по рудно-формационным признакам Е В Акимовой [Акимова и др , 1976] выявлена корреляция прогнозных площадей, намеченных изложенным выше методом, с аналогичными площадями, выделенными путем количественного анализа полей региональной трещиноватости

Использование корреляционного анализа структурных и рудно-формационных данных позволяет также определять геохимическую специализацию прогнозного узла, однако не исключена возможность открытия новых рудных формаций для относительно слабо изученных регионов Возможность подобных открытий путем морфоструктурного анализа была подтверждена нами на территории МНР, где было открыто железо-фторредкоземельное со стронцием проявление Мушугай-Худук

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫХ СЕКУЩИХ СИСТЕМ ЛИНЕАМЕНТОВ

Дешифрирование мелкомасштабных космических снимков позволяет выделить на Северо-Востоке и Дальнем Востоке СССР системы секущих линеаментов, имеющих глобальную протяженность и устойчивую рудную специализацию (рис 111) По существу, речь идет о крупных металлогенических поясах, которые имеют секущий характер по отношению к доминирующему простиранию структур земной коры и устойчивую ориентировку в пределах обширных сегментов Земли Так, для Евразии характерны специализированные секущие пояса северо-западного простирания, к которым приурочено оруденение кварцевой группы формаций Они противопоставляются по структурному контролю и специфике эндогенных процессов широко известным металлогеническим поясам, согласным по отношению к структурам земной коры

Правомерность применения космических снимков для изучения протяженных систем разломов базируется на представлении о длительном и унаследованном развитии последних Важное значение имеет преемственность кайнозойских элементов разрывной тектоники от нарушений, сформированных в более ранние этапы Фактор унаследованности позволяет использовать при изучении разломов анализ форм современного рельефа, в первую очередь рисунка гидросети, которая в своем развитии широко наследует разрывные нарушения разных порядков Это тем более важно, что на имеющихся в нашем распоряжении черно-белых космических снимках все выделенные разрывные нарушения дешифрируются по сочетанию различных форм современного рельефа, прежде всего систем речных долин Суммарная картина при выделении систем нарушений складывается из учета линеаментов, отдешифрированных на мелкомасштабных космических снимках, и разломов, закартированных на местности и выявленных по геофизическим данным Только в совокупности результаты этих исследований позволяют выявить протяженные (трансрегиональные и глобальные) системы разломов и выделить среди них те, которые имеют различное металлогеническое значение

Изложенные ниже результаты структурно-металлогенического анализа на примере обширных регионов Северо-Востока и Дальнего Востока СССР основаны именно на

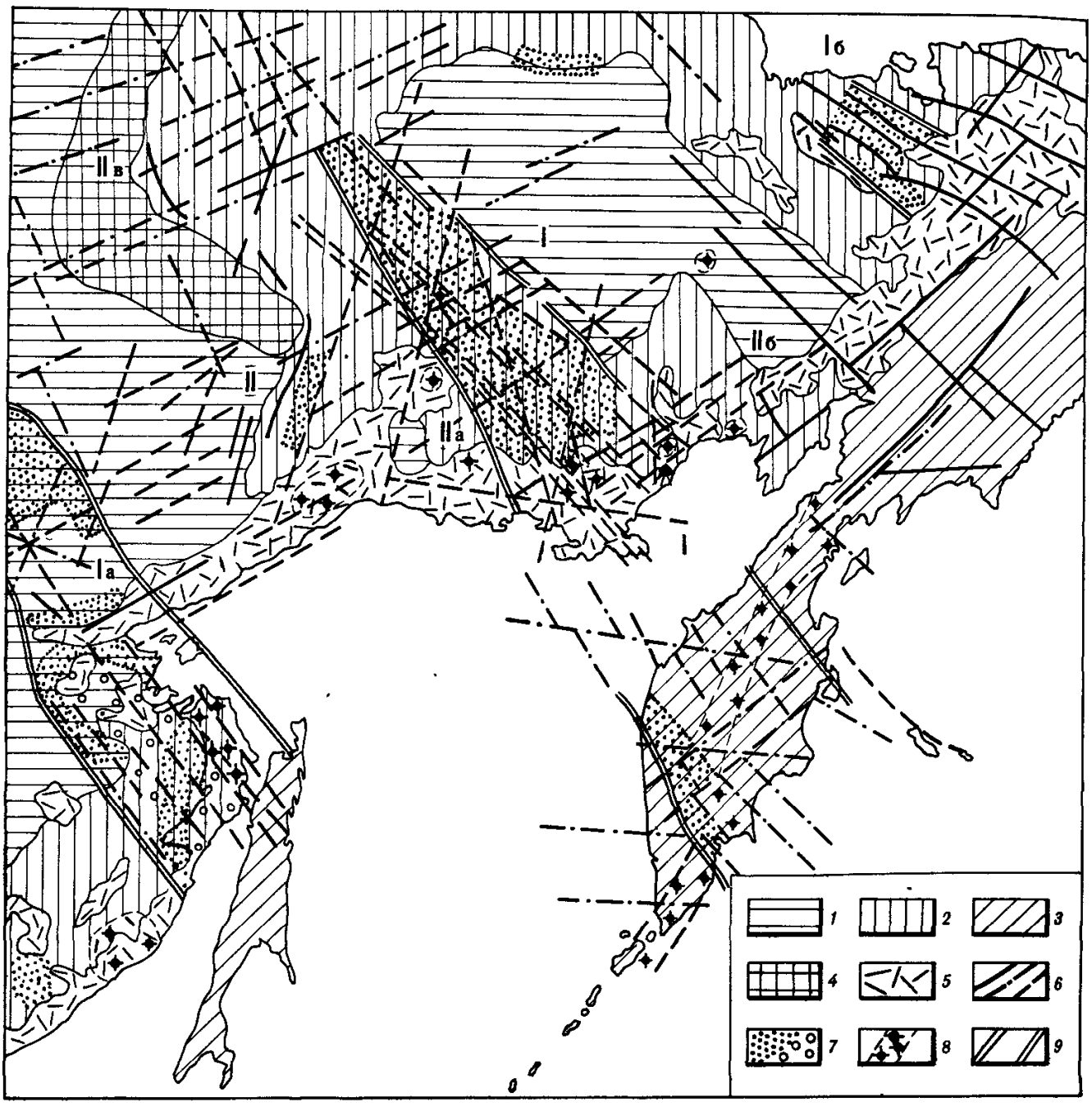


Рис. 111. Кварцево-рудные пояса Востока СССР

1 — платформенные области, *2* — складчатые мезозоиды, *3* — складчатые альпиды, *4* — Предверхоянский краевой прогиб, *5* — вулканические пояса, *6* — крупнейшие разломы, установленные по геологическим данным, по геофизическим данным, с помощью дешифрирования космических снимков; *7* — кварцево-рудные пояса секущего типа: с интенсивной минерализацией, с менее интенсивной минерализацией; *8* — кварцево-рудные пояса согласного типа; *9* — границы систем линеаментов, контролирующих секущие кварцево-рудные пояса: I — Верхояно-Колымской, Iа — Алдано-Нижнеамурской, Iб — Анюйско-Анадырской. Системы линеаментов, контролирующие силикатно-сульфидное оруденение: II — Верхнеиндигирская, IIа — Верхнеколымская, IIб — Армано-Сугойская, IIв — Верхнеянская

таком совместном анализе (см. рис. 111). В качестве основы для выявления систем нарушений были использованы космические телевизионные снимки малого разрешения в спектральном диапазоне 0,5—1 мкм, полученные со спутников «Метеор-18» (1974 г.), «Метеор-25» (1977 г.) и «Метеор-28» (1979 г.).

Дешифрирование космических снимков территории Верхояно-Колымской складчатой области привело к выделению в верховьях рек Индигирки и Колымы систем разломов северо-западного и северо-восточного простираний, имеющих важное металлогеническое значение.

Отдешифрированные разломы северо-западного простирания образуют три протяженные параллельные зоны (см. рис. 111, I), состоящие из серии сближенных кулисообразно расположенных нарушений. Опыт интерпретации космических снимков показывает, что на снимках, как правило, дешифрируется густая сеть коротких разноориентированных разрывов. В данном же случае, в Верхояно-Колымском регионе, отчетливо дешифрируются протяженные разломы единой ориентировки, которые образуют крупные линейные зоны. Разрывные нарушения трех параллельных зон образуют Верхояно-Колымский пояс разломов, простирающийся в северо-западном направлении и охватывающий бассейны верхних течений Колымы, Индигирки и Яны.

Влияние разломов этого пояса сказывалось на развитии мезозойской геосинклинали в течение длительного времени. Ими определялось, в частности, положение области максимального осадконакопления в раннем и среднем триасе с мощностями до 2000 м и более [Резанов, 1962] и глубокого юрского трога — Иньяли-Дебинского синклинория. Прямолинейность юго-западных и северо-восточных ограничений указанных областей осадконакопления подтверждает такую взаимосвязь. В пределах пояса сконцентрирована подавляющая часть гранитоидных массивов позднеюрского — раннемелового возраста, даек различного состава — от диабазов до альбитофиров и кварцевых порфиров, а также минерализация кварцевого и силикатно-сульфидного типов. Строение Верхояно-Колымского пояса разломов определяется диагонально-лестничным структурным рисунком.

С помощью геолого-геофизических, геоморфологических и дистанционных материалов Верхояно-Колымский пояс разломов прослеживается на значительные расстояния (на северо-запад и юго-восток) за пределы Северо-Востока СССР. В северо-западном направлении он пересекает структуры Верхоянского антиклинория, Приверхоянского и Лено-Анабарского краевых прогибов, Оленекского сводового поднятия, северо-западной части Хатангского и Быррангского прогибов и Северо-Таймырского антиклинория; в юго-восточном направлении находит свое продолжение в структурах дна Охотского моря и на п-ове Камчатка (см. рис. 111). Приведенные данные позволяют уверенно выделять в северо-восточной части Азиатского материка глобальный пояс разломов, протягивающийся на 4000 км от Таймыра до западной части Алеутских островов. На значительном отрезке пояса (в пределах Северо-Востока СССР) многие разломы, входящие в его состав, впервые отдешифрированы на космических телевизионных снимках. Глобальная протяженность этой системы разломов позволяет именовать ее Таймыро-Колымо-Камчатской. Ее ширина в материковой части составляет 250 км, в районах Приохотья она увеличивается до 350 км и на Камчатке — до 500 км.

Металлогеническое значение этой системы отчетливо проявлено на Северо-Востоке СССР, где она контролирует положение оруденения кварцево-рудной группы формаций, образующего Верхояно-Колымский кварцево-рудный пояс. Интерпретация площадного распространения этого пояса в верхояно-колымской части Северо-Востока СССР показала следующее: а) все оруденение этого типа локализовано в пределах Верхояно-Колымского фрагмента Таймыро-Колымо-Камчатской системы разломов; б) кварцево-рудный пояс в плане имеет форму удлиненной трапеции, основание которой приходится на районы правобережья верховьев р. Колымы, а вершина — на низовья р. Адычи (правого притока р. Яны); в) резкие юго-восточное и северо-западное ограничения кварцево-рудного пояса фиксируются по системам разломов северо-восточного простирания, контролирующих специализированные зоны силикатно-сульфидного оруденения. Системой разломов того же простирания определяется и пережим Верхояно-Колымского кварцево-рудного пояса в Индигиро-Колымском междуречье.

Таким образом, глобальная Таймыро-Колымо-Камчатская система разломов отчетливо выступает как структура, контролирующая на Северо-Востоке СССР положение специализированного рудного пояса протяженностью до 900 км. Юго-восточный, Камчатский, фрагмент структуры также контролирует положение кварцево-рудной минерализации, что позволяет в порядке постановки вопроса предположить существование единого Верхояно-Колымо-Камчатского кварцево-рудного пояса.

Второй крупной системой разломов северо-западного простирания, которая контролирует сходный кварцево-рудный пояс, является Алдано-Нижнеамурская (см. рис. 111, Iа). Она протягивается параллельно предыдущей структуре из верховьев р. Алдана в бассейн нижнего течения р. Амура. Юго-восточный фланг структуры трассируется сближенными разломами северо-западного простирания, дешифрирующимися на космических снимках и закартированными в нижнем течении Амура и Уды. На северо-западном фланге, в пределах Алданского выступа Сибирской платформы и Вилюйской синеклизы, в состав Алдано-Нижнеамурской системы разломов входят нарушения, отдешифрированные по космическим снимкам и выделенные по геологическим и геофизическим данным. Далее на северо-западе, в пределах Восточно-Сибирской платформы, в состав структуры входит серия сближенных разломов северо-западного простирания, выделяемых А. А. Межвилком [1977] в качестве Котуй-Вилюйской зоны разломов. Таким образом, в целом выделяется Котуй-Алдано-Нижнеамурская глобальная система разломов протяженностью 3000 км. Ее ширина в северо-западной части составляет 250 км, в верховьях Алдана увеличивается до 300—350 км, а в низовьях Амура — до 400—450 км. С юго-востока на северо-запад она пересекает Восточно-Сихотэ-Алинский

вулканический пояс, складчатые мезозоиды Нижнего Приамурья, структуры Станового хребта, Алданского щита и Сибирской платформы

В пределах Алдано-Нижнеамурского фланга выделенной глобальной системы разломов интрузивный магматизм проявился в интервале от конца юры до мела включительно В частности, с пересечением Алдано-Нижнеамурской системы разломов и Сихотэ-Алинской складчатой системы связано, видимо, появление нижнемеловых интрузивов хунгарийского комплекса

Металлогеническое значение Котуй-Алдано-Нижнеамурской глобальной системы разломов проявлено в ее юго-восточной половине между верховьями р. Алдана и побережьем Татарского пролива. На этом отрезке она контролирует положение кварцево-рудных и россыпных зон, которые в совокупности образуют единый, металлогенически специализированный Алдано-Нижнеамурский кварцево-рудный пояс. В северо-западной части этот пояс включает месторождения Алдано-Учурского рудного района, площадь которого в плане имеет трапециевидную форму (см. рис. 111, Iа). Основание трапеции, достаточно резко ограничивающее площадь развития минерализации, приходится на левобережье р. Учура, а вершина — на истоки р. Амги. Юго-восточная часть пояса включает площадь развития аналогичной кварцево-рудной минерализации, располагающейся между низовьями р. Уды и Татарским проливом. В связи с этим обращает на себя внимание резко контрастный характер металлогении северной и южной частей Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Его северная часть, которая пересекается Алдано-Нижнеамурской системой разломов, специализирована на кварцево-рудную группу формаций, южная — на оловоносную силикатно-сульфидную.

Помимо Верхояно-Колымского и Алдано-Нижнеамурского специализированных кварцево-рудных поясов, намечается ряд меньших по масштабам аналогичных рудных поясов, связанных с системами разломов северо-западного простирания. Одним из них является Анюйский кварцево-рудный пояс, приуроченный к серии сближенных протяженных разломов северо-западного простирания. Намеченная разломная структура, которая может быть названа Анюйско-Анадырской (см. рис 111, Iб), прослеживается параллельно Верхояно-Колымскому поясу разломов на протяжении 1100 км при ширине в бассейнах рек Большой и Малый Анюй 200 км.

Иное металлогеническое значение на Северо-Востоке СССР имеют системы разломов северо-восточного простирания, также отдешифрированные нами на космических телевизионных снимках. Были выделены три такие системы разломов — Верхнеиндигирская, Верхнеколымская и Армано-Сугойская. Первая из них (см. рис 111, II), включающая и серию закартированных разломов, прослеживается из верховьев р. Юдомы в бассейн р. Момы (правого притока р Индигирки) В юго-западном направлении разломы Верхнеиндигирской системы уходят на значительные расстояния в пределах Алданского выступа Сибирской платформы, пересекая структуры Сетте-Дабана Здесь на ее продолжении находится, в частности, Чагдинский разлом, к которому приурочена долина р. Алдана. Таким образом, Верхнеиндигирская структура прослеживается более чем на 1000 км, при этом на большем отрезке она была выявлена при дешифрировании космических снимков.

Вторая протяженная система разломов северо-восточного простирания — Верхнеколымская (см. рис. 111, IIа) — пересекает бассейн верхнего течения р. Колымы. На космических снимках эта система выражена слабее. Дешифрируются отдельные ее фрагменты, которые дополняются разломами, закартированными на юго-западном и северо-восточном флангах системы. На юго-западном продолжении Верхнеколымской системы разломов, в пределах Южно-Верхоянского синклинория, располагаются протяженные сближенные нарушения в верховьях рек Юдомы, Маи и Ульи. Скрытые разломы фундамента, входящие в Верхнеколымскую систему, достаточно отчетливо фиксируются по целому ряду геологических и геоморфологических признаков. Они ограничивают ареалы интрузивного магматизма или резко обрезают крупные тектонические структуры.

Третья, Армано-Сугойская система нарушений (см. рис. 111, IIб) северо-восточного простирания, выделенная по космическим снимкам, прослеживается в юго-восточной части Верхояно-Колымского региона от истоков рек Бохапча и Армань на юге-западе в бассейн р Омсукчан на северо-востоке. Разломы, входящие в эту систему, отчетливо дешифрируются на космических снимках и закартированы на местности. К этой системе, в частности, относятся многочисленные разрывные нарушения северо-восточного простирания, которые осложняют структуры Омсукчанского наложенного прогиба Здесь они зачастую фиксируются многочисленными базальтоидными дайками, развитыми среди эффузивов Кэнской вулканической полосы.

Таким образом, в верховьях рек Индигирки и Колымы по результатам дешифрирования космических снимков и по геологическим данным выделяются три системы разломов северо-восточного простирания. Они имеют трансрегиональную протяженность, глубинное заложение и оказывают влияние на особенности геологического строения территории. Секущий характер по отношению к складчатым мезозоидам позволяет отнести эти системы к категории поперечных структур, ранее установленных в верховьях р. Яны (см рис 111, IIв)

Металлогеническое значение систем разломов северо-восточного простирания на Северо-Востоке СССР заключается в том, что, пересекая почти вкрест простирания рудоносный Верхояно-Колымский пояс, они контролируют протяженные зоны, специализированные на силикатно-сульфидное оруденение. При этом сами северо-восточные разломы играют двоякую роль. С одной стороны, они ограничивают блоки, где более широко развиты месторождения силикатно-сульфидной группы формаций по сравнению с кварцевой, интенсивность оруденения которой в этих блоках резко падает. С другой стороны, северо-восточные разломы в пределах таких зон сами контролируют локализацию силикатно-сульфидного оруденения.

В Верхояно-Колымской складчатой области выделяются три зоны северо-восточного простирания, специализированные на силикатно-сульфидное оруденение, — Янская, Верхнеиндигирская и Армано-Сугойская. Рудная специализация северо-восточных разломов отчетливо проявлена в бассейне верхнего течения р. Яны, где Янская зона поперечных северо-восточных скрытых разломов фундамента контролирует оловянную минерализацию При этом фланговые разломы, ограничивающие зону с юго-востока, играют барьерную роль, разделяя площади распространения оруденения кварцевой и силикатно-сульфидной групп формаций. Оруденение кварцевой группы формаций, интенсивно проявленное в бассейне р. Индигирки, затухает в северо-западном направлении при подходе к этим разломам, западнее которых развиты преимущественно месторождения силикатно-сульфидной группы

Вторая зона преимущественного развития оруденения силикатно-сульфидной группы формаций — Верхнеиндигирская — прослеживается в междуречье верховьев Индигирки и Колымы, захватывая также истоки первой из них. Северо-западный фланг зоны ограничен Эргеляхским разломом, который входит в состав Верхнеиндигирской системы нарушений и хорошо дешифрируется на космических снимках. Юго-восточная граница Верхнеиндигирской зоны проходит по одному из разломов Верхнеколымской системы нарушений Восточнее этой границы месторождения силикатно-сульфидной группы формаций почти не встречаются.

Третья, Армано-Сугойская зона преимущественного развития оруденения силикатно-сульфидной группы формаций протягивается из бассейна р. Армань в верховья р. Сугой. Она связана с одноименной системой северо-восточных разломов Верхояно-Колымского региона, выявленной нами при дешифрировании космических снимков. Металлогеническая специализация этой системы разломов проявляется в следующем: во-первых, они ограничивают с юго-востока специализированный Верхояно-Колымский кварцево-рудный пояс; во-вторых, в пределах самой Армано-Сугойской системы северо-восточных разломов начинает резко преобладать минерализация силикатно-сульфидной группы формаций. Сюда же относятся и месторождения Омсукчанского рудного узла

Следовательно, главное металлогеническое значение систем северо-восточных разломов в Верхояно-Колымской складчатой области, которые были выделены по космическим снимкам, заключается в образовании протяженных секущих зон, специализированных на силикатно-сульфидную минерализацию. Интенсивность оруденения кварцевой группы формаций в металлогенически специализированных зонах северо-восточного простирания резко падает. Привлекая данные геологических и геофизических исследований сопредельных территорий, оказывается возможным проследить зоны силикатно-сульфидного оруденения далеко за пределы изученной по космическим снимкам территории Северо-Востока СССР, что выдвигает подобные зоны в ранг силикатно-сульфидных рудных поясов.

Изложенный материал показывает, что применение мелкомасштабных космических снимков для тектонического и металлогенического районирования Северо-Востока и Дальнего Востока СССР позволило выделить здесь трансрегиональные системы нарушений северо-западного и северо-восточного простираний, которые контролируют протяженные специализированные рудные пояса. Последние пересекают области с различным тектоническим строением и включают месторождения определенных групп металлов. Выделение по космическим снимкам секущих систем разломов, контролирующих

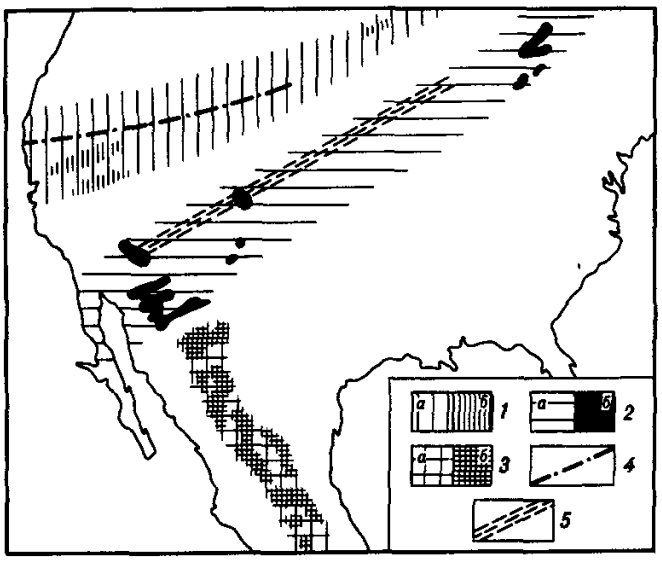


Рис. 112. Поперечные металлогенические пояса Северной Америки [Warner, 1978]

1 — золотоносный пояс (*а*) и золоторудные районы в нем (*б*); *2* — медный пояс (*а*) и медно-порфировые и медно-никелевые рудные районы в нем (*б*); *3* — серебро-свинцово-цинковый пояс (*а*) и рудные районы в нем (*б*); *4* — крупный разлом по Я. Кутина [Kutina, 1974]; *5* — линеамент Колорадо

положение специализированных рудных поясов, позволило на основе выявленных закономерностей проследить по геологическим признакам аналогичные рудные пояса и в других регионах, например на Северо-Американском континенте (рис. 112).

Выделение секущих специализированных рудных поясов имеет практическое значение при металлогеническом районировании. Это можно проиллюстрировать на примере Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Нами было установлено, что Алдано-Нижнеамурский рудный пояс определяет металлогению узла пересечения в соответствии с металлогеническим профилем самого рудного пояса.

Итак, применение телевизионных снимков для тектонического районирования позволило выделить новый, секущий тип металлогенических поясов. В результате дополнены существующие представления, которые опирались преимущественно на выделение металлогенических поясов согласного (по отношению к структурам земной коры) характера. Благодаря совместному использованию материалов дешифрирования космических снимков, а также геологических, геофизических и геоморфологических данных были выделены крупные системы нарушений северо-западного и северо-восточного простираний, которые контролируют специализированные металлогенические пояса. При этом оказалось, что с первыми из них связано оруденение кварцевой группы формаций, со вторыми — силикатно-сульфидной. Опыт показывает, что для выявления структур трансрегионального ранга необходимо использование именно мелкомасштабных космических снимков.

Глава 28

ПРИМЕНЕНИЕ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ МЕЛКОМАСШТАБНЫХ КОЛЬЦЕВЫХ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ СТРУКТУР

МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ

Изучение кольцевых образований, выявленных на космических снимках, сводится к попыткам установить их связи с геологическими телами или структурами. Действительно, эти связи существуют, хотя далеко не всегда. Они объясняются прямой унаследованностью между формами рельефа и орогенными структурами земной коры. Именно этим предопределяется актуальность изучения кольцевых структур.

В эпохи орогенеза происходят геологические процессы нового (по сравнению с геосинклинальным) типа. Они формируют континентальную земную кору, реализуются в образовании сводово-глыбовых структур и во многих случаях сопровождаются мощным развитием эндогенных процессов. Однако из-за ограниченности геологической летописи эти процессы остаются малоизвестными, а возникающие при этом типоморфные структуры признают не все исследователи.

Новый этап в изучении орогенных структур связан с широким применением космических методов, позволивших непосредственно наблюдать те формы наложенных структур, которые далеко не всегда документируются геологической картой. В настоящее время имеется значительный опыт использования космических снимков в целях изучения геоло-

гических объектов. Бо́льшая часть этих работ посвящена методическим вопросам выявления кольцевых структур и связи их с геологическими объектами.

До применения дистанционных методов исследования нами было установлено, что многие кольцевые структуры, выявленные на современной поверхности Земли, совпадают со сводово-глыбовыми и очаговыми структурами, широко распространенными в тектонически активных континентальных областях.

Дистанционные методы исследований позволили обнаружить структуры нового типа, которые имеют важное значение в размещении оруденения. Для проведения этих исследований необходим подбор используемых космических фотоматериалов. К настоящему времени накоплено огромное количество фото- и телеснимков, полученных самыми различными отечественными и зарубежными летательными аппаратами. Наиболее популярными среди них являются материалы спутников «Метеор», «Нимбус», «Ландсэт», орбитальной станции «Салют», космических кораблей «Союз». Неоднократно отмечалось, что при любом геологическом исследовании наиболее эффективно применение комплекса разномасштабных фотоматериалов. Установлено также, что детальное изучение регионов лучше всего проводить с использованием снимков, полученных в разных спектрах. Современные съемки поверхности Земли в основном позволяют получить фотоматериалы в масштабе от 1 : 1 000 000 до 1 : 10 000 000. Такой диапазон масштаба съемки позволяет изучать структурные элементы различных таксономических рангов. На мелкомасштабных снимках выделяются кольцевые образования гигантских размеров — до 500—1000 км в диаметре. С укрупнением масштаба уменьшаются размеры дешифрируемых структур.

Для обеспечения различной степени обзорности целесообразно производить специальный подбор фотоматериалов. Масштабы снимков выбираются таким образом, чтобы было видно: а) положение изучаемого геологического объекта; б) положение района, в котором расположен геологический объект; геологическая разрешающая способность снимков при этом должна отвечать наименьшему геологическому объекту, подлежащему изучению. Таким образом, целесообразно привлекать все возможные мелко- и среднемасштабные снимки.

Одной из важнейших особенностей космических снимков является отчетливость изображения. Четкий мелкомасштабный снимок дает большую информацию и позволяет выделить наряду с кольцевыми мегаструктурами большое число кольцевых структур других порядков. Преимущество таких снимков в том, что они позволяют увидеть и изучить во взаимосвязи структуры разных масштабов. Однако информация, которую можно получить при дешифрировании качественных снимков, иногда становится слишком обильной и затрудняет интерпретацию результатов.

Выделение большого числа кольцевых образований разных размеров на одном снимке часто затушевывает выявление региональных структур. Поэтому целесообразно проводить дешифрирование космических снимков с разумными ограничениями размеров и типов выделяемых структурных элементов в соответствии с задачами исследований. Если последние включают изучение как региональных, так и локальных структур, то необходимо проводить последовательное дешифрирование. Кроме того, привлекая материалы одного масштаба для одной и той же области, но полученные в различное время, можно выявить взаимодополняющие тектонические элементы. Существенно отличаются снимки, полученные в разное время года. Так, в высокогорных орогенных областях кольцевые элементы хорошо прослеживаются на зимних снимках. Структуры, расположенные в предгорных районах, лучше выделяются на материалах весенних съемок, когда многие тектонические элементы хорошо подчеркиваются аномалиями растительного покрова.

Таким образом, правильный подбор космического фотоматериала сказывается на результатах дешифрирования. Обобщая полученный опыт, особо остановимся на некоторых методических вопросах выявления, изучения и металлогенического значения кольцевых структур.

Выявление кольцевых структур эндогенного происхождения

Кольцевые структуры, которые удается выявить с помощью дешифрирования космических снимков, различны по генезису. Они могут быть образованы как под влиянием различных глубинных процессов, так и в результате ударов космических тел, при экзогенном препарировании, связанном с литологическими особенностями пород. Среди кольцевых образований имеются также ложные формы, возникшие в результате сочетания разно-

ориентированной трещиноватости, и т. д. При составлении структурных основ металлогенических карт необходимо выделить только те кольцевые структуры, которые связаны с тектоническими процессами или с динамическим воздействием магматических масс. При выявлении структур такого типа мы опираемся на сумму признаков, которые могут быть получены благодаря определенным методическим приемам. Эти приемы были разработаны нами на основе обработки топографических карт, аэрофотоснимков и дополнены при изучении космических снимков [Кочнева, Томсон, 1976].

Среди многообразных кольцевых образований, выявляемых на космических снимках, структуры эндогенного происхождения обычно выделяются по внешнему облику и отличаются определенной тектонической позицией. Эндогенные кольцевые структуры находятся в тесной взаимосвязи с линейными дислокациями, часто располагаются в узлах пересечения линейных зон или оконтуриваются ими. Внутреннее строение эндогенных кольцевых структур подчеркивается аномальными формами рельефа. Прежде всего они проявлены гипсометрическими аномалиями, которые выражены как локальные поднятия или опускания. Кроме того, они отличаются специфическим рисунком внутренних дислокаций, возникающим в результате сочетания концентрических и радиальных, а также сетчатых структурных элементов. Все они подчеркиваются рисунком речной сети, линиями водоразделов, системами валов, долин, линейных депрессий, перегибов склонов, линий ландшафтных изменений и т. д. Описываемые структуры могут также маркироваться мелкими ветвлениями водотоков, наибольшей расчлененностью, аномальным накоплением рыхлого материала, что часто сопровождается особым оттенком фототона. Внутреннее строение кольцевых структур, выявленных при дешифрировании, целесообразно дополнять с помощью структурного анализа топографической карты.

При дешифрировании космических снимков индикаторные признаки эндогенных кольцевых структур не всегда бывают проявлены отчетливо, что связано с характером физико-географической среды, геолого-структурных условий и с возрастом заложения самих структур.

По характеру проявления в современном рельефе следует различать кольцевые структуры открытых и закрытых областей. К числу открытых относятся в основном современные горные области. Наиболее отчетливо кольцевые структуры проявляются в районах активных вертикальных движений, способствующих контрастному вертикальному расчленению рельефа, в результате которого интенсивно проявляются контуры структур. Иногда вертикальные движения настолько значительны, что рыхлые продукты эрозии перекрывают рисунок более древних тектонических элементов. В районах молодой вулканической активности лавовые потоки и туфовые покровы маскируют древние кольцевые образования. В связи с этим среди активных структур открытых областей можно выделить четко и слабо выраженные. Кроме того, выделяются пассивные кольцевые структуры, которые не были активизированы в новейшее время, но могут быть выражены в рельефе благодаря препарированию эрозионными процессами. На космических снимках эти структуры определяются лишь по морфологии рисунка, четкость которого связана с интенсивностью современной эрозии.

К закрытым относятся области, погребенные под толщей рыхлых отложений Кольцевые структуры закрытых областей обнаруживаются на космических снимках с трудом. Однако дугообразный рисунок фотоаномалий, изометричные площади, выделяемые различиями фототона, все же позволяют обнаруживать их в этих областях. Наличие кольцевых структур, выявленных в пределах закрытых областей, должно подтверждаться обязательным сопоставлением результатов дешифрирования с геологическими и геофизическими материалами.

На морфологию и расположение кольцевых структур влияют многие факторы, прежде всего особенности геологического строения регионов, в которых расположены структуры. Так, в пределах тектонически активных линейных поясов кольцевые структуры отличаются большей удлиненностью, в то время как на платформах и щитах они изометричны. На активных окраинах континентов кольцевые структуры группируются в линейные цепи, часто вытянутые вдоль вулканических поясов. В качестве примера можно привести системы структур вдоль Западной Сьерра-Мадре (Мексика), Андийских Кордильер, Восточной Австралии, Сихотэ-Алиня и др. Внутри активных областей материков (в том числе рифтовых) кольцевые структуры также группируются в протяженные цепи. К числу активных внутриматериковых систем можно отнести своды, сопровождающие Восточно-Африканский и Байкальский пояса рифтогенеза, линейные орогены Средней Азии Напротив, в более стабильных областях они занимают обособленное положение и нередко осложнены по периферии дочерними структурами. это своды Забай-

калья, Монголии, Северо-Востока СССР, Центральной Европы [Металлогенический..., 1977].

Обычно кольцевые структуры, формирующие единые цепи, бывают наделены общими чертами. Например, структуры Северного Тянь-Шаня осложнены в центральной части узкими грабенообразными впадинами, тогда как структуры Южного Тянь-Шаня отличаются внутренней радиальной расчлененностью.

Некоторые различия во внутреннем строении наблюдаются и в зависимости от размеров кольцевых структур. Так, контуры крупных (диаметром более 500 км) кольцевых структур в основном бывают нечеткие. Внутреннее строение их также не очень отчетливо в связи с тем, что они часто осложнены и перекрыты более мелкими структурами. Крупные кольцевые структуры обычно подчеркиваются кольцевыми аномалиями фототона. На поверхности они маркируются крупными орографическими элементами (дугообразными хребтами, долинами, крупными горными массивами изометричной формы и т. д.). Гигантские кольцевые структуры и мегасводы часто осложняются внутренними и периферическими впадинами.

Кольцевые структуры меньших размеров (диаметром менее 500 км) проявляются на космических фотоматериалах отчетливее. Среди них можно выделить следующие типы: 1) структуры, выступающие в форме концентрических полос, различающихся по фототону и расположенных вокруг центра структуры; подобный рисунок часто сопровождает сводовые и купольные поднятия, где разные по фототону полосы отражают разные ландшафтные зоны, меняющиеся в соответствии с изменением гипсометрических уровней; 2) структуры, выступающие в форме узких дуговых элементов, группирующихся вокруг изометричной площади с однотонной фоновой окраской; так выглядят кольцевые структуры, осложненные центральной впадиной; в таких структурах дуговые хребты обычно сочетаются с дугообразными долинами, причем наблюдается их чередование в пределах одной структуры; 3) структуры, наблюдающиеся в виде светлого кольцевого пояса вокруг темной округлой площади поднятия, обрамленного кольцевыми депрессиями. Перечисленные формы проявления кольцевых структур далеко не исчерпывают все возможные варианты, но обязательным для структур эндогенного происхождения является наличие радиальных и концентрических нарушений.

Унаследованное развитие кольцевых структур

Проблемы унаследованности в развитии тектонических структур подробно рассматривались в работах Н. С. Шатского, А. В. Пейве и А. Л. Яншина. Внутри унаследованных структур всегда прослеживаются элементы новых, которые в конце концов как бы замещают более древние. Крупные структурные перестройки. которые коренным образом меняют тектонический план областей, в истории геологического развития происходят редко. По представлениям М. М. Тетяева, В. В. Белоусова, Ю. А. Мещерякова, неотектонические движения развиваются по тем же законам, что и движения прежних геологических эпох. Для крупных структурных единиц такая закономерность установлена И. П. Герасимовым и С. С. Коржуевым. Кольцевые структуры, выраженные в современном рельефе, также тесно связаны со структурными формами прошлых геологических эпох.

Рядом исследователей при сопоставлении результатов космического дешифрирования с геологическими данными отмечено, что выявленные на снимках кольцевые структуры заложены в самые различные эпохи формирования земной коры. Так, А. В. Доливо-Добровольский и С. И. Стрельников считают, что одними из древнейших являются структуры, связанные с архейским и протерозойским этапами формирования земной коры. Подобные структуры можно встретить лишь в тех регионах, где не было последующей складчатости и крупных тектонических перестроек. Фрагменты таких образований выявляются на древних платформах и щитах.

В областях тектоно-магматической активизации многие кольцевые структуры развивались унаследованно под воздействием последующих тектонических перестроек. Следует подчеркнуть, что именно к областям тектоно-магматической активизации приурочена наибольшая концентрация кольцевых структур, что связано с активными вулканическими процессами.

Структуры наиболее молодых, тектонически активных областей на космических снимках выражены значительно четче. Так, отчетливо проявлены структуры неогеновой активизации Мексики, Центральной Европы. Палеозойские структуры Средней Азии, возникшие в условиях тектоно-магматической активизации, существенно замаскированы

последующими перестройками. Полностью восстановить эти структуры удается лишь с помощью дополнительных геофизических и геологических исследований.

Хорошая пространственная корреляция дешифрируемых кольцевых образований со структурами, возникшими в период тектоно-магматической активизации, позволила с успехом применять результаты дешифрирования космических снимков при составлении структурной основы для металлогенических карт. Более того, применение в этом случае космических снимков крайне необходимо, так как кольцевые структуры, оказывающие определяющее влияние на размещение оруденения, не всегда обнаруживаются по геологическим данным.

Заканчивая методическую часть, дополнительно подчеркнем последовательность операций при выявлении и изучении кольцевых образований. В первую очередь при их дешифрировании на космических снимках следует выделять структуры эндогенного происхождения. Для этого составляется схема дешифрирования, дающая возможность вскрыть концентрический план структур, как правило осложненный внутренними линейными и дуговыми дислокациями. Затем для получения «объемного» выражения и характеристики современных вертикальных движений структур необходимо провести их структурно-геоморфологическое районирование. Полученные данные сопоставляются с геофизическими материалами в целях подтверждения эндогенного происхождения кольцевых структур. Для выяснения времени заложения конкретной структуры необходимо провести палеотектонический анализ. Отдешифрированные кольцевые структуры должны быть подтверждены другими методами — геофизическими, геохимическими и др.

В тех случаях, когда удается доказать длительное существование выделяемых кольцевых структур (включая периоды эндогенной активизации), их можно использовать при составлении структурной основы прогнозно-металлогенических карт.

Кольцевые структуры различных таксономических рангов имеют различное металлогеническое значение. Наиболее крупные из них — сводовые поднятия контролируют концентрические металлогенические зоны. Локальные (очаговые) структуры контролируют рудные районы и узлы, внутри которых также наблюдается зональность оруденения, связанная с внутренним строением структур.

В ранее опубликованной работе по использованию результатов дешифрирования космических снимков для геолого-структурных и металлогенических целей [Кочнева и др., 1978] были рассмотрены вопросы взаимоотношения кольцевых и линейных образований, выделенных дистанционными методами, с кольцевыми и линейными сквозными структурами Тянь-Шаня и Памира. Установлена важная металлогеническая роль сводовых поднятий, кольцевые элементы которых контролируют размещение разных типов оруденения. На примере Чаткало-Кураминского региона показано, что дешифрируемые кольцевые образования, выраженные в современном рельефе, наследуют орогенные формы позднего палеозоя, который был наиболее продуктивной рудоносной эпохой в Средней Азии.

Сходные примеры связи оруденения с кольцевыми структурами установлены также И. Я. Яковлевым и И. В. Скубловой для Казахстана, В. С. Кравцовым и В. В. Серединым для Приморья.

Кольцевые структуры, выявляемые на космических снимках, можно подразделить на пять рангов. Первый из них образует гигантские структуры, имеющие площади порядка первых миллионов квадратных километров. Примеры подобных структур охарактеризованы в работах В. В. Соловьева, Р. В. Грабеклиса и других исследователей. Такие структуры выявляются с трудом, так как они оказываются «замаскированными» подчиненными элементами, часто тяготеющими к их периферии. Эти мегаструктуры выявляются лишь на мелкомасштабных телевизионных космических снимках, часто не имеют формы сводов, а являются концентрическими.

Структуры следующего таксономического ранга именуются нами мегасводами. Их площади колеблются от 130 тыс. до 1 млн. км^2 (диаметры 450—1000 км). К структурам этого ранга относятся Восточно-Забайкальский, Хэнтэй-Даурский, Ферганский, Сырдарьинский мегасводы.

Третий ранг объединяет сводовые поднятия, которые осложняют мегасводы. Их площади изменяются от 30 до 130 тыс км^2 (диаметры 200—450 км) К ним относится Западно-Тяньшаньский свод

Структуры четвертого ранга — локальные своды, воронкообразные и депрессионные структуры площадью 3—10 тыс. км^2 (диаметры 60—120 км). К ним относятся Кураминский, Чаткальский своды. Своды и локальные своды дешифрируются в основном на среднемасштабных космических снимках.

Структуры пятого ранга именуются очаговыми. Их особенность заключается в том, что с ними тесно ассоциируют локальные ареалы магматических пород, а сами структуры возникают в результате динамического воздействия магмы. Эмпирически установлено, что максимальная площадь очаговых структур составляет 2000 км^2. Купольные поднятия и кальдерные впадины лучше дешифрируются на увеличенных космических снимках (Лашкерекская депрессия).

Ниже на конкретных примерах описаны кольцевые структуры разных рангов и показана их роль в размещении оруденения в рудных провинциях Средней Азии.

КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ В РУДНЫХ ПРОВИНЦИЯХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

На территории Средней Азии при дешифрировании космических снимков установлено большое число различных линейных и кольцевых образований (рис. 113). Однако на приводимой схеме были выделены лишь наиболее крупные из них — мегаструктуры.

В мегаструктурах вокруг центральных впадин расположены дочерние кольцевые образования. По морфологии и внутреннему строению большинство из них можно именовать сводово-глыбовыми поднятиями, за исключением некоторых структур отрицательного знака. Связь позднепалеозойских гранитоидных ареалов с внутренними частями дочерних структур, а орогенных впадин, заполненных вулканитами и молассой, с периферическими позволяет предполагать, что они возникли в конце палеозоя и унаследованно развивались в более поздние периоды. Дочерние структуры, осложняющие мегасводы, обладают определенной автономией в своем расположении.

На конкретных примерах структур различных таксономических рангов рассмотрим их металлогеническое значение.

Ферганский мегасвод (см. рис. 113, I) включает гетерогенные области: герциниды в южной и северной частях и срединный массив на северо-западе и в центре. С северо-запада и юго-востока мегасвод обрамлен впадинами, которые сложены пермской молассой, юрскими и меловыми отложениями. Аналогичные толщи выполняют и Ферганскую впадину. В результате альпийского орогенеза эти впадины сохранились в различной степени. Максимальной эрозии они подверглись на юго-западной окраине мегасвода, где их фрагменты подняты на значительную высоту. В крыльях мегасвода вокруг Ферганской впадины распространены герцинские гранитоиды. Последние не образуют единых протяженных поясов, а как бы составлены из цепи ареалов, которые контролируются дочерними сводами.

Типы месторождений, которые известны в пределах Ферганского мегасвода, очень разнообразны (см. рис. 113). Среди металлогенических зон различных типов наибольшей протяженностью отличаются сурьмяно-ртутные и флюоритовые. Сурьмяно-ртутные металлогенические зоны и пояса геохимических аномалий южнее Ферганской впадины образуют дуги, выпуклые на юг, параллельно южной границе впадины. Они находят свое продолжение в поясе геохимических аномалий, обрамляющих Ферганскую впадину с востока и севера. В их положении наблюдается заметная концентричность по отношению к Ферганской впадине. Любопытно отметить, что пояс нефтегазоносности, расположенный уже в самой впадине, имеет концентрический контур. Вдоль северной окраины Ферганского мегасвода прослеживается и флюоритовый пояс.

Система дугообразных металлогенических зон, также полого выпуклых к югу, намечается и на территории Сырдарьинского мегасвода (см. рис. 113, II).

Таким образом, есть основание полагать, что из весьма разнообразной минерализации региона лишь сурьмяно-ртутная и флюоритовая непосредственно связаны с мегасводами. Эта закономерность отчетливо проявляется не только в пределах Средней Азии. Крупные концентрические структуры Забайкалья также контролируют оруденение эпитермального типа. Так, ранее нами характеризовался Хэнтэй-Даурский мегасвод, который определяет положение концентрического пояса флюоритовой минерализации [Металлогенический..., 1977]. Восточно-Забайкальский мегасвод определяет расположение системы дугообразных зон флюоритовой и другой эпитермальной минерализации [Томсон и др., 1974].

Мегаструктуры осложнены дислокациями подчиненного ранга, которые по металлогении существенно отличаются от первых. В качестве примера может служить Кураминский свод (рис 114, 115), расположенный в северо-западной части Ферганского мегасвода. Он одновременно входит в более крупный Западно-Тяньшаньский свод, который слагает северное крыло мегасвода и состоит из двух дочерних — Кураминского и Чаткальского сводов.

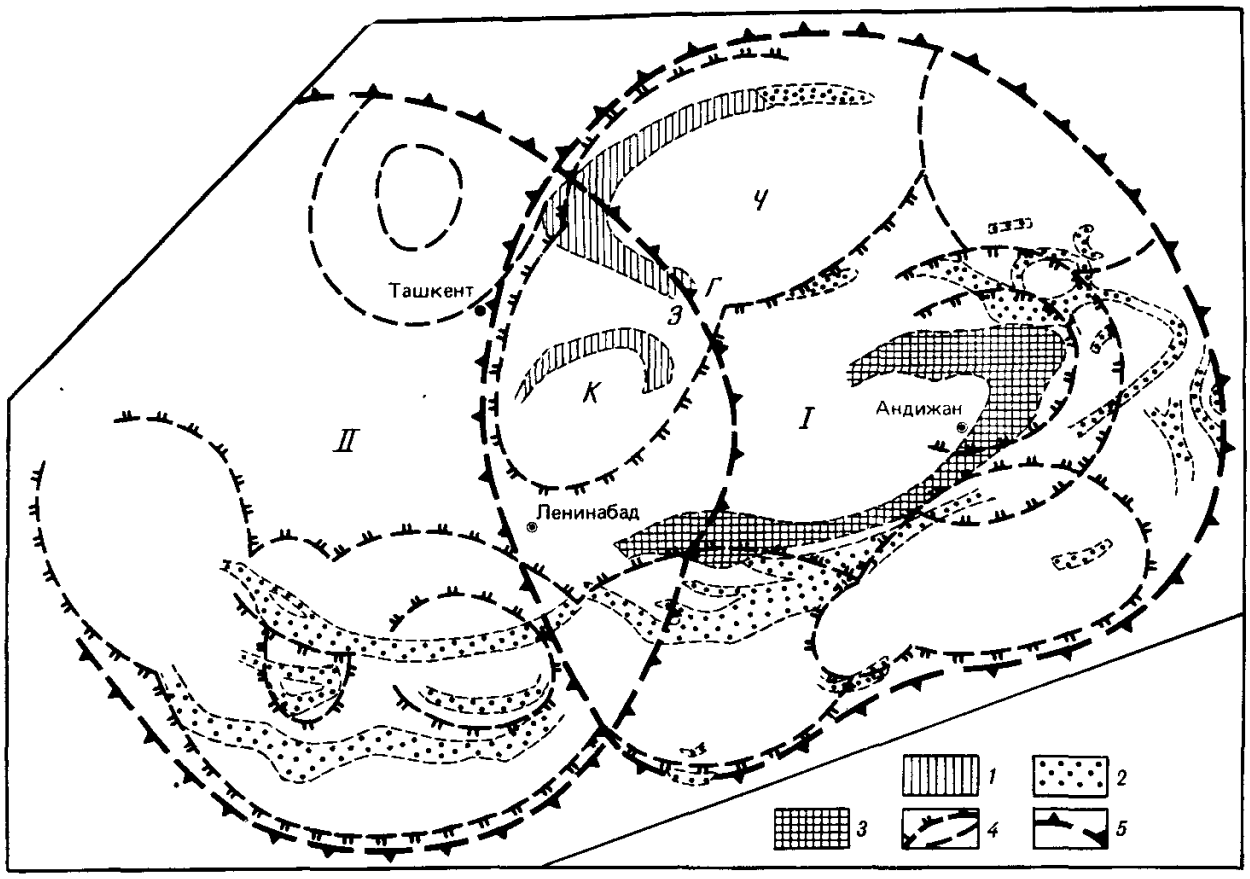


Рис. 113. Схема соотношений мегакольцевых структур с рудными и нефтегазоносными поясами Средней Азии

1—3 — пояса: *1* — флюоритовые, *2* — сурьмяно-ртутные, *3* — нефтегазоносные, *4, 5* — контуры: *4* — сводовых и депрессионных структур II ранга: сводов ЗТ — Западно-Тяньшаньского, К — Кураминского, Ч — Чаткальского, *5* — мегасводов; I — Ферганского, II — Сырдарьинского

Автономность дочерних сводов подтверждается также дешифрированием космических снимков. Так, Кураминский свод отличается более светлым фототоном, наибольшей расчлененностью и раздробленностью поверхности. Напротив, Чаткальский свод на снимках отличается более массивными, мало расчлененными формами. В то же время тектоническое строение обоих сводов во многом сходно: они осложнены радиальной системой разломов, расчленяющих своды на ряд секторов, сходящихся вершинами к центральным впадинам. Строение Кураминского свода и история его развития были подробно освещены ранее [Лаверов и др., 1980].

Рассмотрение палеотектонических схем подтвердило правомерность выделения Западно-Тяньшаньского свода и осложняющего его дочернего Кураминского свода, который возник и активно развивался в позднепалеозойский этап орогенной перестройки региона. Кураминский свод наряду с интрузивной деятельностью характеризуется интенсивнейшим проявлением вулканизма и отличается высокой насыщенностью эндогенными рудопроявлениями.

Цикличное строение разреза вулканитов, направленное изменение характера магматизма и региональные несогласия позволили выделить три основные стадии орогенного развития Чаткало-Кураминского региона: среднекаменноугольную, ранне- и позднепермскую.

При проведении металлогенического анализа Г. А. Тананаева все рудные формации региона расчленила на возрастные группы, соответствующие выделенным стадиям орогенного развития. Ввиду отсутствия надежных данных выделение возрастных групп проведено в ряде случаев условно. Обобщение имеющихся фактов привело к заключению, что в среднекаменноугольный период образовались скарново-шеелитовые, скарново-магнетитовые, медно-молибденовые, кварцево-рудные и скарново-полиметаллические месторождения. Все месторождения группируются в несколько дугообразных и концентрических зон (см. рис. 114). Пермская минерализация гораздо разнообразнее по типам и распространена шире, чем каменноугольная. Основными полезными ископаемыми Кураминского свода являются свинец, цинк, медь, молибден, висмут и флюорит (см. рис. 115). Наиболее распространенные в пределах Кураминского свода полиметаллические месторождения образуют ряд зон и тяготеют к внешним частям свода, где преобладают скарново-полиметаллические месторождения. В пределах кальдер среди вулканитов главное значение имеют полиметаллические месторождения березитовой формации. На юге Кураминского свода зона полиметаллических месторождений охваты-

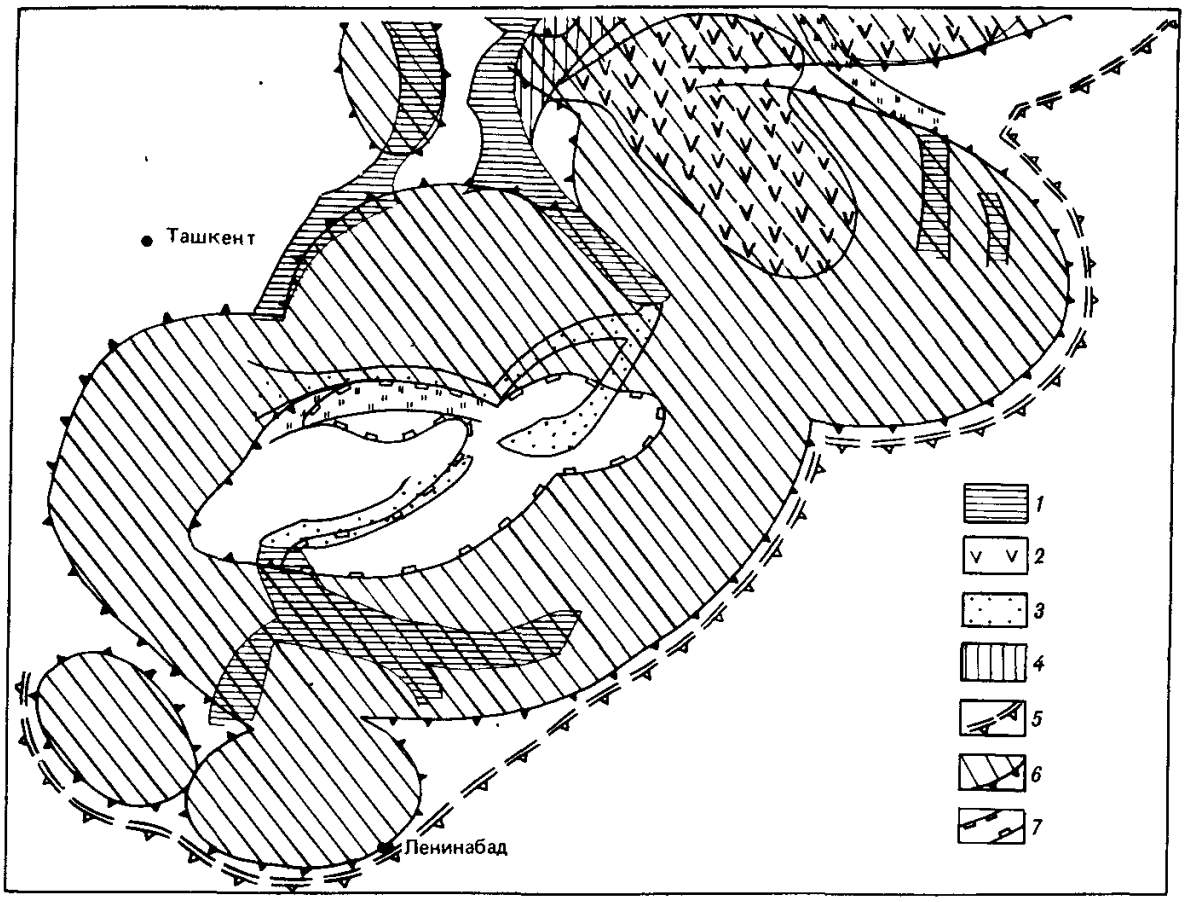


Рис. 114. Схема металлогенического районирования Кураминского свода для каменноугольного периода

1—4 — зоны с преимущественным развитием рудных проявлений· *1* — скарново-железорудных, *2* — вольфрамовых, *3* — кварцево-рудных, *4* — медных (с молибденитом); *5—7* — границы· *5* — свода в современном рельефе, *6* — поднятий и *7* — впадин каменноугольного периода

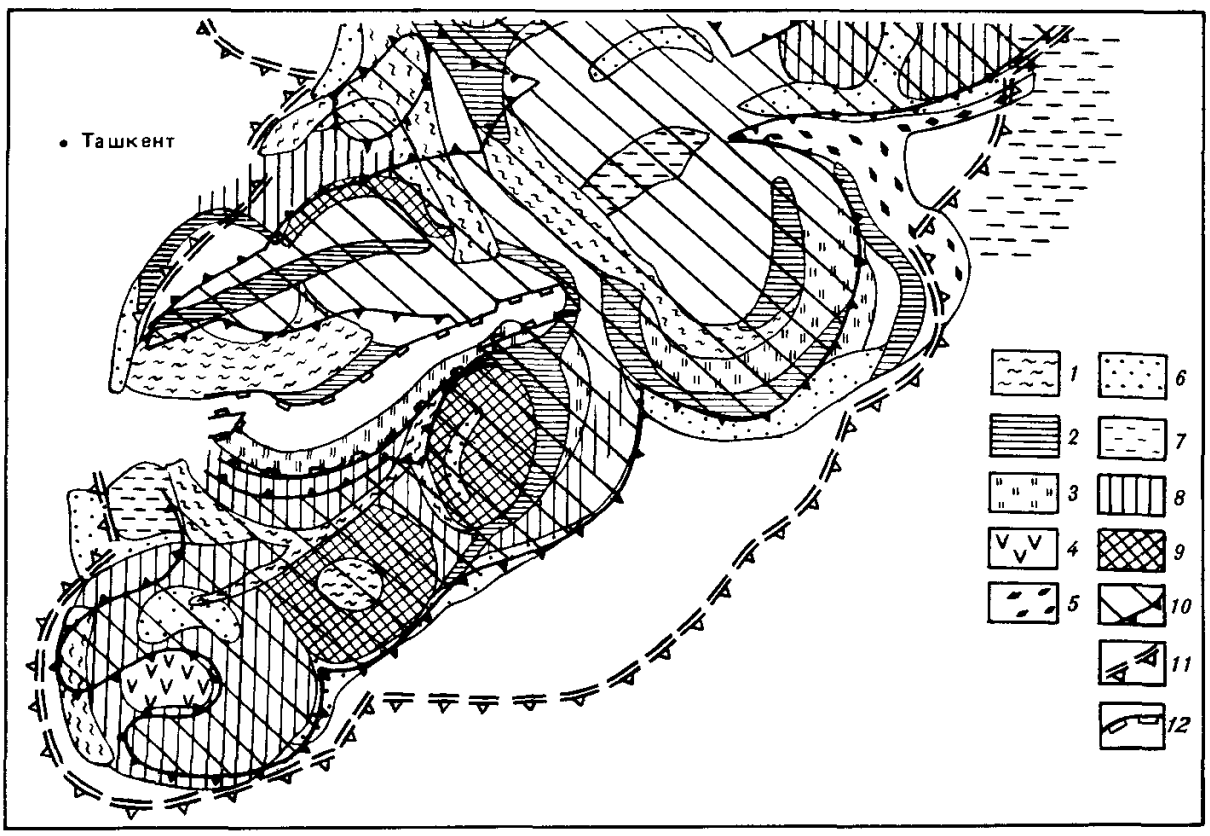


Рис. 115. Схема металлогенического районирования Кураминского свода для пермского периода

1—9 — зоны с преимущественным развитием рудных проявлений *1* — висмута, *2* — флюорита, *3* — медно-порфировых, *4* — вольфрама, *5* — сурьмы и ртути, *6* — кварцево-рудных, *7* — стратиформных, *8* — скарновых, *9* — галенит-сфалерит-березитовых; *10, 11* — границы *10* — поднятий пермского периода, *11* — современного сводового поднятия, *12* — граница грабенообразной впадины

вает площадь Моголтауского купола, в центральной части которого распространено скарново-шеелитовое оруденение. Висмутовые месторождения в Кураминском своде образуют отчетливо проявленную, узкую и протяженную зону вдоль южного склона свода, обрамляя отдельные кальдеры. Аналогичный пояс прослежен в северной части Кураминского свода. Флюоритовые зоны близко примыкают к висмутовым.

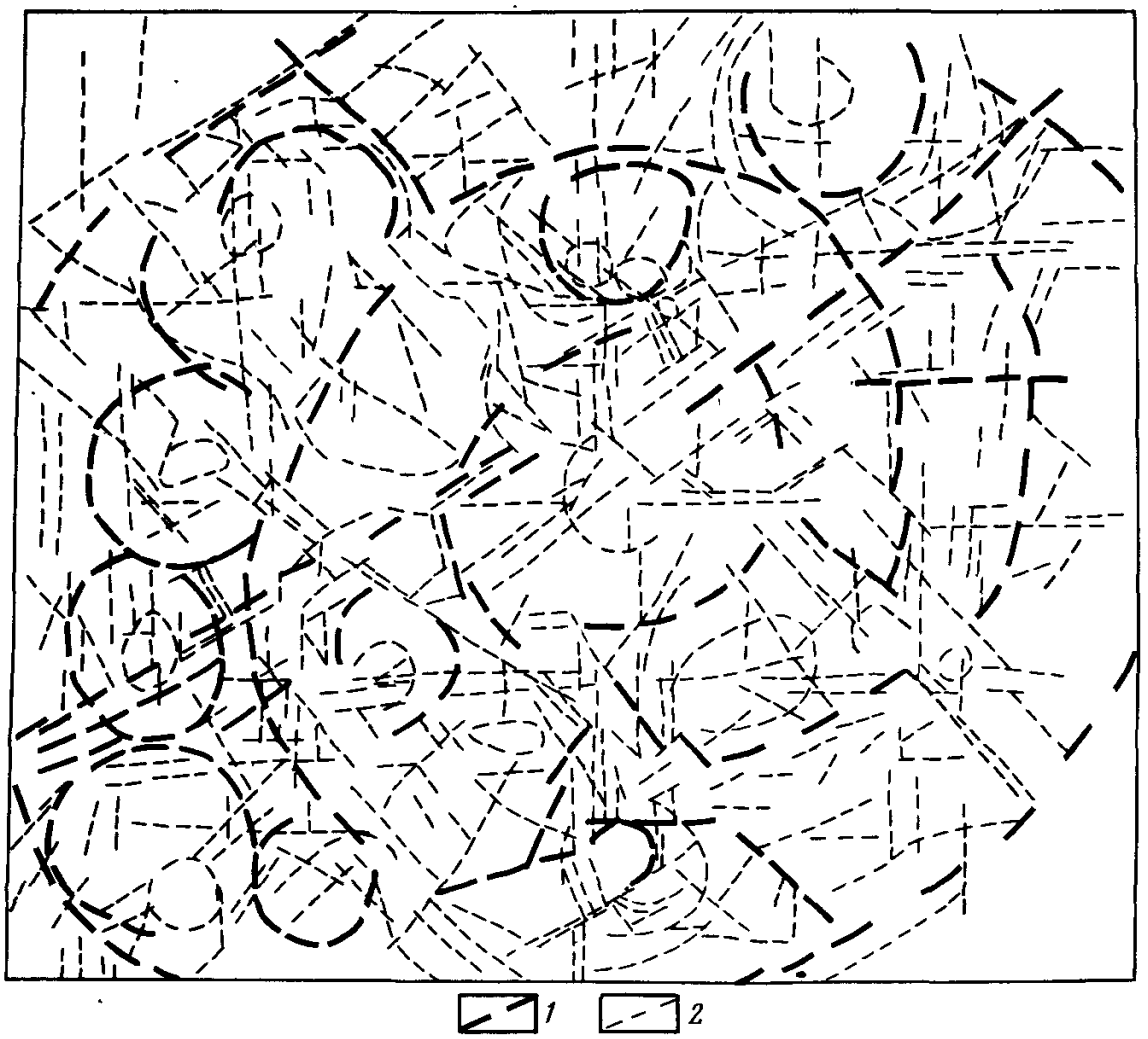


Рис. 116. Схема дешифрирования Лашкерекской кольцевой структуры. Составлена с использованием материалов С. Н. Задориной

1 — структурные элементы рельефа, отчетливо отдешифрированные по космическим снимкам; *2* — то же, менее отчетливо

Таким образом, в пределах рассмотренного Чаткало-Кураминского региона металлогеническая зональность обнаруживает связь с элементами внутреннего строения сводов. Главной особенностью является концентрический характер металлогенических зон. В концентрации оруденения очень важна роль кальдер, расположенных на крыльях свода и локализующих отдельные рудные узлы.

Проведенный опыт реконструкции структур орогенного этапа с помощью результатов дешифрирования космических снимков показал принципиально отличный от геосинклинального характер структурного плана этого этапа. Главными и типоморфными орогенными структурами являются сводовые поднятия, которые возникли в процессе позднепалеозойской тектоно-магматической активизации.

В результате сопоставления концентрических дислокаций Кураминского свода и специализированных металлогенических зон установлена их тесная связь. Этот пример достаточно характерен. Действительно, ранее нами были описаны сводовые поднятия этого ранга в Приморье [Кравцов и др., 1980] и в Забайкалье [Томсон и др., 1969]. Важной особенностью их в этих регионах является контроль полиметаллических, оловянно-полиметаллических и других рудных зон.

Структуры очагового ранга (площадью до 2000 км^2) также в ряде случаев дешифрируются на космических снимках. В качестве примера нами рассматривается кольцевое образование, совпадающее с Лашкерекской (Акшуранской) вулкано-тектонической депрессией (рис. 116). Изучение этой структуры проводилось нами совместно с С. Н. Задориной. Лашкерекская структура, дешифрируемая на космических снимках, имеет гораздо бóльшие размеры, чем кальдера, выделенная по геологическим и геофизическим данным. Морфоструктурные материалы позволяют установить дополнительные особенности строения этой кольцевой структуры (рис. 117). Ее границы почти полностью и достаточно отчетливо прослеживаются на снимках. Лишь восточная граница несколько расплывчата. Эта часть структуры сильно деформирована меридиональными элементами рельефа.

Лашкерекская структура в целом представляет собой округлое поднятие, диаметр которого около 35 км. Центральная часть ее относительно приподнята. По периферии она

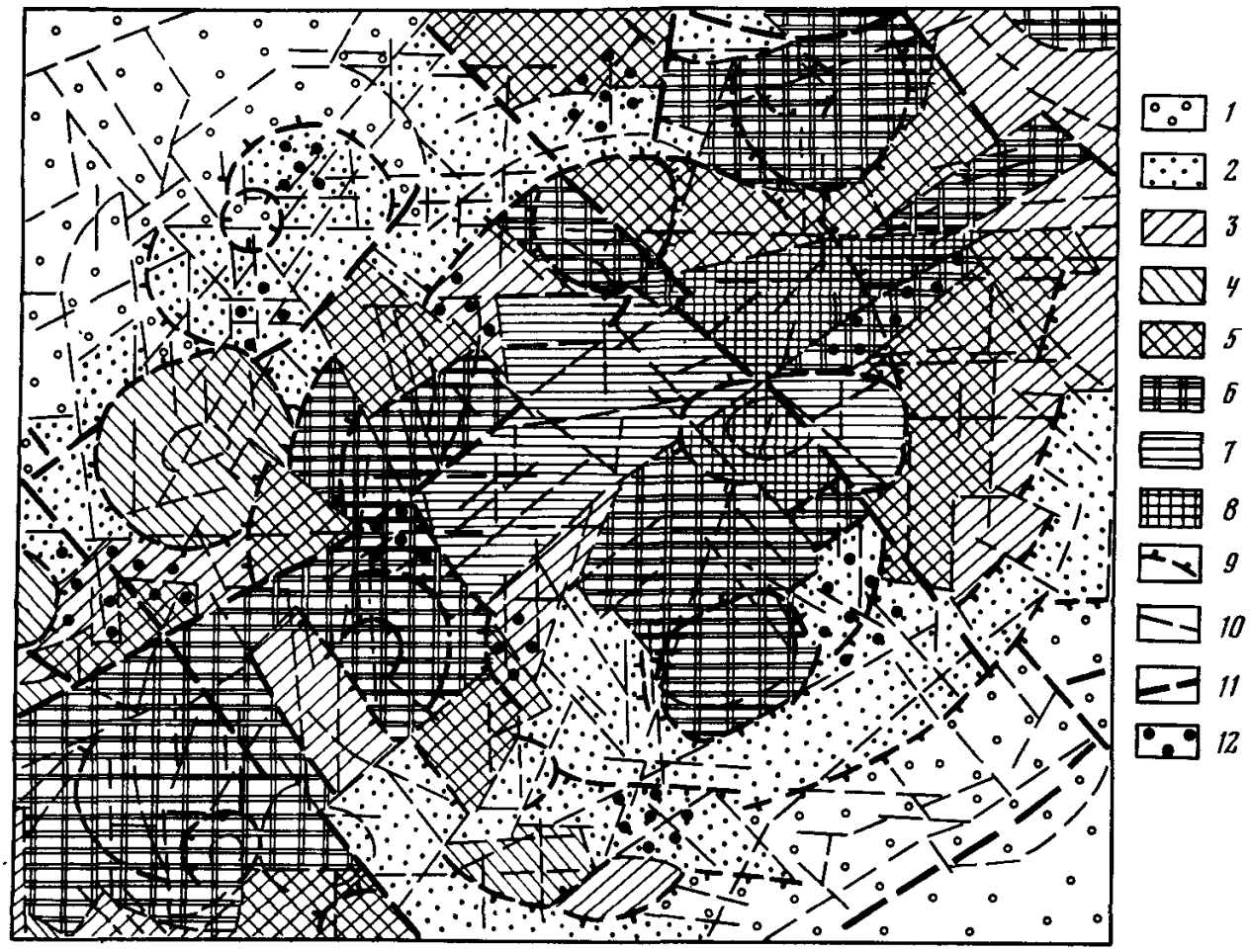


Рис. 117. Морфоструктурная схема Лашкерекской кольцевой структуры

1—8 — гипсометрические уровни (в м): *1* — 600—1000, *2* — 1000—1400, *3* — 1400—1800, *4* — 1800—2000, *5* — 2000—2400, *6* — 2400—3000, *7* — 3000—3600, *8* — более 3600, *9* — контуры наиболее четко выраженных кольцевых и дуговых элементов рельефа, *10* — тектонические элементы рельефа; *11* — дислокации внутреннего строения Кураминского свода; *12* — наиболее расчлененные участки рельефа

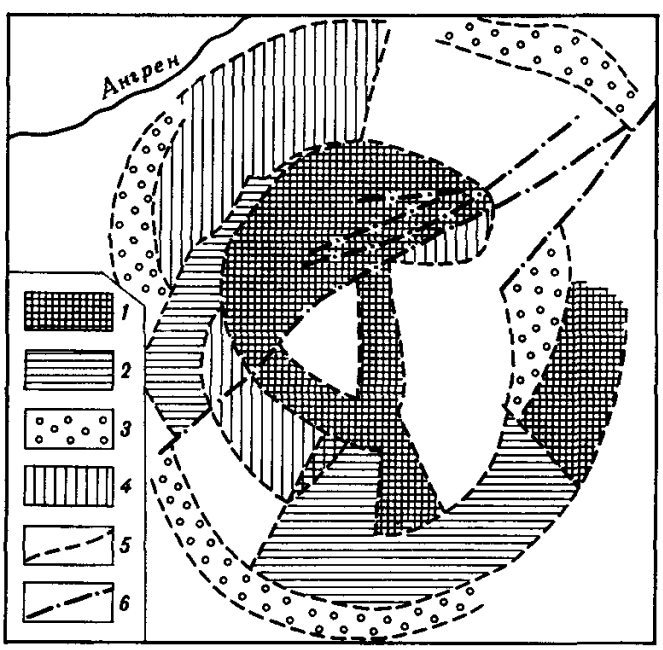


Рис. 118. Схема металлогенического районирования Лашкерекской концентрической структуры

Рудные зоны: *1* — свинцово-цинковая; *2* — медно-висмутовая; *3* — флюоритовая; *4* — кварцево-рудная; *5* — границы зон, *6* — основные разрывные нарушения

опоясана кольцевой депрессионной зоной, сильно расчлененной, осложненной несколькими дочерними кольцевыми образованиями. Приподнятая часть структуры оконтуривается также системой дугообразных долин рек Нишбаш, Лояк и других, отличающихся наибольшей протяженностью и интенсивным эрозионным врезом. Радиальными дислокациями структура расчленена на секториальные блоки, каждый из которых подчеркивается разным типом современного рельефа и разным характером эрозионного рисунка. Внутреннее строение структуры также подчеркивается концентрическими поясами разного фототона, отражающего гипсометрическую зональность и связанный с ней морфологический облик поверхности. Так, наиболее темная центральная часть структуры представлена резким высокогорным альпинотипным рельефом. К периферии фототон снимка становится более серым, что связано с появлением более округлых мягких форм. Периферический пояс отличается еще более светлым фототоном. Эта часть структуры характеризуется холмистыми возвышенностями с небольшими высотами. При сопоставлении с геологическими данными оказалось, что в пределах Лашкерекской структуры с областями выходов разновозрастных вулканических пород связаны различные типы рельефа.

Лашкерекская структура как по периферии, так и в центральной части осложнена дочерними кольцевыми образованиями, каждое из которых имеет свои характерные особенности.

Таким образом, сопоставление результатов дешифрирования космических снимков, морфоструктурного анализа и геолого-геофизических материалов позволило выяснить некоторые новые особенности строения Лашкерекской структуры.

Лашкерекская депрессия контролирует рудный район с разнообразными типами оруденения. В рудном районе отмечается довольно отчетливая концентрическая металлогеническая зональность, которая в уменьшенном масштабе как бы повторяет зональность Кураминского сводового поднятия (рис. 118). Достаточно отчетливо от периферии к центру выделяются следующие рудные зоны: флюоритовая, медно-висмутовая, свинцово-цинковая. В дочерних кольцевых структурах проявляются и другие типы оруденения.

Определенные нарушения в распределение зон с различными типами оруденения вносят разрывные дислокации. Так, системы разрывов северо-восточного простирания расчленяют Лашкерекскую структуру на две части. Рудные зоны северо-западной части структуры смещены на северо-восток по отношению к тем же зонам юго-восточной части. Секториальные блоки, на которые расчленена Лашкерекская структура, также оказывают влияние на конфигурацию рудных зон.

Конкретные узлы в пределах Лашкерекской структуры контролируются дочерними куполами и кальдерами, расположенными на пересечении ортогональной системы дислокаций (см. рис. 117, 118).

Приведенные выше результаты по рудоносности кольцевых структур опираются на материалы структурного районирования Средней Азии. Главными типоморфными структурами являются сводовые поднятия, осложненные впадинами различных типов. На космических снимках они дешифрируются в виде кольцевых и концентрических структур и представляют собой наложенные структурные формы орогенного этапа. Многие из этих структурных элементов возникли в позднепалеозойский период тектонической перестройки, активного магматизма, общего поднятия и массового рудообразования. Именно поэтому многие из них оказывают важное влияние на размещение оруденения.

Установлена весьма различная металлогеническая роль структур разных таксономических рангов. Так, мегасвод непосредственно контролируют металлогенические зоны с сурьмяно-ртутной, флюоритовой и другой эпитермальной минерализацией. Сводовые поднятия подчиненных рангов определяют концентрическую металлогеническую зональность в распределении минерализации большинства цветных, благородных и редких металлов. Очаговые структуры определяют положение локальных рудоносных площадей, соответствующих рудным районам, узлам и полям. Эти структуры не только контролируют продуктивное оруденение, но и оказывают влияние на зональность оруденения.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что без учета влияния на распределение оруденения обширной группы кольцевых структур трудно проводить объективное металлогеническое районирование в орогенных областях и в конечном итоге делать обоснованные прогнозные рекомендации.

МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ПРИ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ ДЕШИФРИРОВАНИИ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА СССР

Геолого-геоморфологическое строение и история развития района

Рассматриваемая территория протягивается почти на 1500 км при ширине 200—300 км вдоль восточной окраины Азии. В геоморфологическом отношении она представляет собой систему низко- и среднегорных хребтов, окаймленных с севера, востока и юга котловинами Охотского и Японского морей, а с запада — Эвороно-Чукчагирской, Среднеамурской, Уссури-Ханкайской и рядом более мелких впадин. Отдельные депрессии отмечаются и в пределах горной системы, причем их роль в строении рельефа резко увеличивается в ее северной части.

В тектоническом отношении этот регион является частью Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы, заложившейся в среднем палеозое и претерпевшей длительную и сложную эволюцию. Собственно геосинклинальный этап развития территории окончательно завершился к раннесенонскому времени. В последующий, позднемеловой — кайнозойский орогенный этап произошла кардинальная перестройка тектонического

режима развития. Это выразилось в смене преимущественно нисходящих тектонических движений деформациями положительного знака, а также в резком усилении магматической деятельности, сопровождавшейся массовым рудообразованием. К этому времени относится становление горного рельефа и формирование основных черт морфоструктурного плана рассматриваемой территории [Худяков и др., 1972]. В связи с этим есть все основания полагать, что горный рельеф региона несет важную информацию об орогенных тектонических элементах, играющих важную роль в определении закономерностей размещения синхронной рудной минерализации.

Остановимся на характеристике позднемелового — кайнозойского этапа орогенного развития региона, так как именно магматические и осадочные формации этого времени являются конформными и коррелятными морфоструктурам и, следовательно, будут рассмотрены в процессе морфоструктурного анализа.

В позднемеловой — кайнозойской истории геологического развития окраинно-континентального орогена юга Дальнего Востока СССР можно выделить две основные стадии, различные по направленности и интенсивности тектонических движений, а также по типу магматической деятельности [Сухов, 1975]. Первая, охватывающая конец мелового и первую половину палеогенового периода, характеризуется широким проявлением интрузивной и вулканической деятельности, протекавшей на фоне интенсивных тектонических движений положительного знака. В это время происходило внедрение интрузий нижнеамурской, бачелазской, верхнеудоминской и прибрежной габбро-гранодиорит-гранитных серий [Изох и др., 1967] и их аналогов, а также излияния эффузивов преимущественно кислого и среднего состава. Позднемезозойские — раннекайнозойские эффузивы в отличие от синхронных интрузий, имеющих ареальное распространение, локализованы главным образом в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского и в меньшей степени — Западно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов, протягивающихся вдоль восточной и западной периферии Сихотэ-Алинского орогена. Подавляющий объем вулканических продуктов сосредоточен в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, трассирующего трансрегиональную зону разломов, проходящую вдоль окраины континента.

Вторая, позднеэоцен-антропогеновая стадия отличается резкой дифференцированностью тектонических движений и преимущественно базитовым характером вулканизма.

В конце эоцена — олигоцене произошло заложение первых наложенных впадин, выполненных маломощными и относительно тонкозернистыми осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями, что, по-видимому, может указывать на малую контрастность тектонических движений этого времени. Синхронно с образованием впадин отмечается первая крупная вспышка базальтоидного вулканизма (кузнецовские базальты и андезито-базальты).

В миоценовое время нисходящие тектонические движения отдельных блоков резко усилились. Произошло разрастание ранее заложенных и образование целого ряда новых отрицательных структур, существенно усложнивших строение продолжавшего воздыматься орогена. Миоценовые отложения, выполняющие впадины, отличаются значительной мощностью и грубообломочным составом, что может свидетельствовать о резкой дифференцированности тектонических движений. Начиная с излияния крупных объемов миоценовых базальтов (кизинская свита) окончательно стала преобладать вулканическая деятельность основного состава. В плиоцен-четвертичное время направленность тектонических движений и характер магматизма принципиально не изменились

Таким образом, первая, позднемеловая — раннеэоценовая стадия — сиалическая, конструктивная, а вторая, позднеэоценовая — четвертичная — симатическая, деструктивная. Смена характера тектоники и магматизма в эоцене хронологически параллелизуется с предполагаемым замыканием и перемещением на восток палеозоны Беньофа [Парфенов и др., 1979], что не могло, очевидно, не сказаться на тектоно-магматическом развитии окраинно-континентального орогена.

Результаты дешифрирования региональных космических теле- и фотоснимков

Дистанционное изучение морфоструктурного плана рассматриваемого региона проводилось по многоканальным телевизионным снимкам масштаба 1 : 5 000 000 — 1 : 12 000 000, полученным со спутников «Метеор-16, -18, -25, -28, -29» в различное время года, и по фотоснимкам масштаба 1 : 2 500 000—1 : 1 200 000, сделанным с орбитальной станции «Салют-4» аппаратом КАТЭ-140. Последние покрывают примерно $^1/_3$ всей площади исследуемой территории.

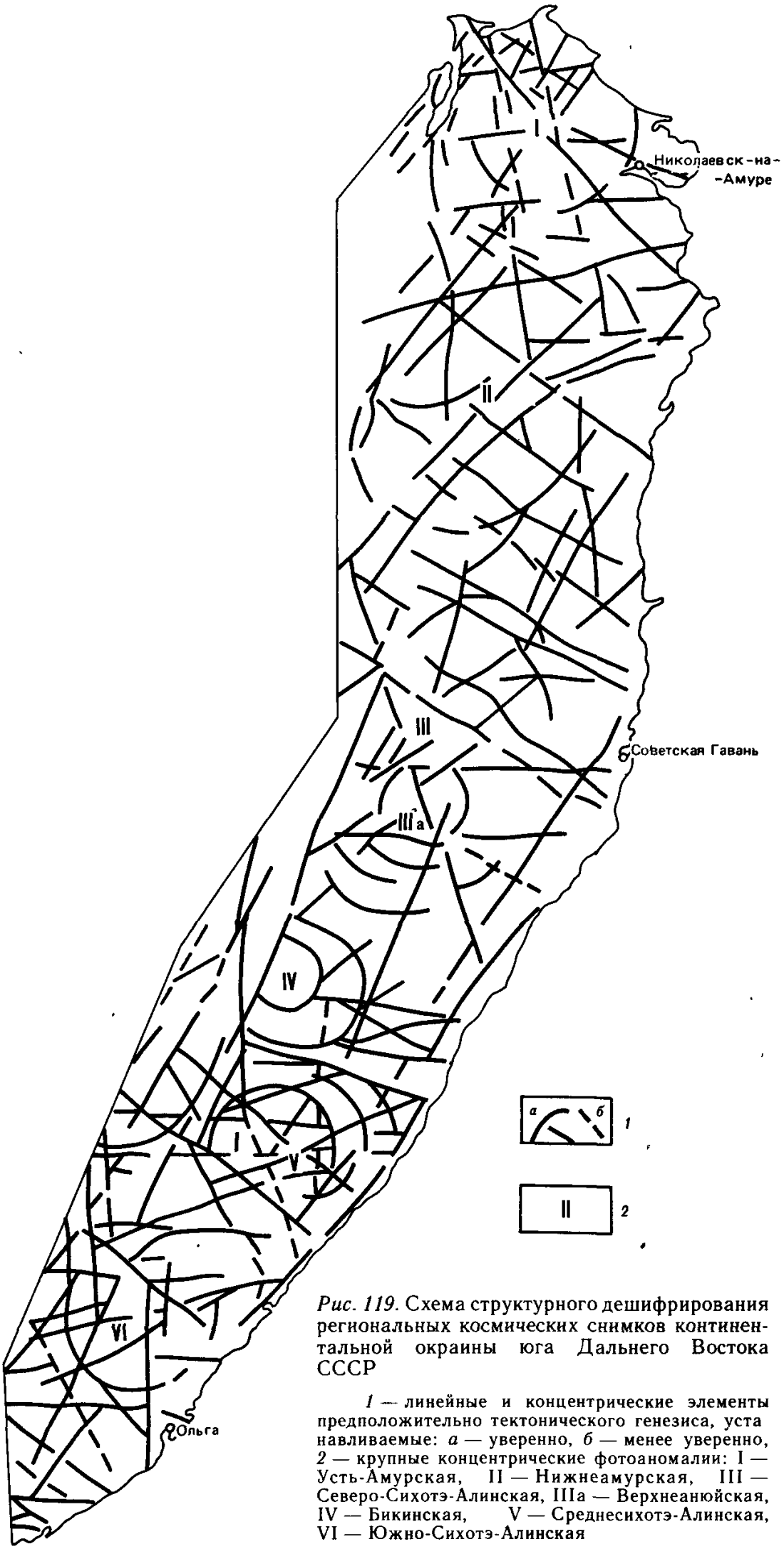


Рис. 119. Схема структурного дешифрирования региональных космических снимков континентальной окраины юга Дальнего Востока СССР

1 — линейные и концентрические элементы предположительно тектонического генезиса, устанавливаемые: *а* — уверенно, *б* — менее уверенно, *2* — крупные концентрические фотоаномалии: I — Усть-Амурская, II — Нижнеамурская, III — Северо-Сихотэ-Алинская, IIIа — Верхнеанюйская, IV — Бикинская, V — Среднесихотэ-Алинская, VI — Южно-Сихотэ-Алинская

Использование серии разномасштабных космических фотографий и удовлетворительное качество этих материалов (облачность 20%) позволили примерно с равной полнотой рассмотреть морфоструктурные особенности этой значительной по площади территории. На теле- и фотоснимках отчетливо выделяется большое количество разноориентированных линеаментов, которые принято отождествлять с разрывными нарушениями (рис. 119). Наиболее протяженные из них выступают в качестве границ участков фотоснимков с различной плотностью фототона и узких полосовых фотоаномалий, обусловленных соответствующей конфигурацией каркасных элементов рельефа. Как правило, линейные морфоструктуры соответствуют ранее установленным при геологическом картировании или выделенным по косвенным признакам разломам и зонам разломов.

Наряду с линейными на региональных космических снимках выделяется большое количество изометричных концентрических фотоаномалий (см. рис. 119). По диаметру они могут быть подразделены на три группы: 1) 5—30 км; 2) 50—60 км и 3) более 100 км. Первые две отвечают хорошо изученным морфоструктурам вулкано-плутонического и вулкано-тектонического происхождения. Поэтому основное внимание далее будет уделено наиболее крупным концентрическим морфоструктурам, не находящим своего отражения на геологических картах, составленных на основе наземных исследований.

Как единое целое крупные концентрические морфоструктуры выделяются лишь на наиболее мелкомасштабных телевизионных снимках в качестве изометричных площадных аномалий плотности фототона, окаймленных в ряде случаев дуговыми полосовыми аномалиями. На космических снимках более крупного масштаба целостность их теряется. Однако в пределах намеченных ранее объектов довольно отчетливо дешифрируются радиально-концентрические системы линейных морфоструктур. Изучение серии космических фотографий, состоящей более чем из 50 телевизионных снимков [1], дало возможность выявить морфоструктуры подобного рода (см. рис. 119), образующие вытянутую вдоль окраины континента цепочку и названные нами (с севера на юг) Усть-Амурской (I), Нижнеамурской (II), Северо-Сихотэ-Алинской (III), Верхнеанюйской (IIIа), Бикинской (IV), Среднесихотэ-Алинской (V) и Южно-Сихотэ-Алинской (VI). Каждая из них обладает индивидуальными особенностями фотоизображения, связанными с различиями в морфологии, которые по космическим снимкам удалось наметить лишь в самом общем виде. Перейдем к их морфологической характеристике, основанной на анализе строения рельефа по топографическим картам.

Морфоструктурный анализ результатов дешифрирования космических снимков

Анализ каркасных элементов рельефа исследуемого региона показал, что большинство горных хребтов и речных долин Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья образуют хорошо выраженные радиально-концентрические системы, согласные с контурами отдешифрированных фотоаномалий (рис. 120). Именно они обусловливают концентрически-зональный рисунок фотоизображения, послуживший основанием для выделения морфоструктур центрального типа.

В пределах Усть-Амурской морфоструктуры прежде всего обращает на себя внимание практически непрерывный полукольцевой горный пояс, прослеживающийся от мыса Александры до устья Амура. Его образуют хребет Мевачан, отдельные отрезки хребтов Кивун, Смальского, Чаятын, хребет Пуэр, а также отроги хребта Сихотэ-Алинь. Этот пояс хребтов окаймляет область развития низкогорного и холмисто-увалистого рельефа, в центральной части которого расположена Орельская впадина, занятая озерами Орель и Чля. На космических снимках отчетливо проявлен радиальный рисунок линейных впадин, сходящихся к центральной депрессии.

Следующая, Нижнеамурская морфоструктура сочленяется с Усть-Амурской по хребту Пуэр и имеет овальную, несколько вытянутую в северо-восточном направлении плановую конфигурацию. Вдоль оси она рассекается долиной р. Амур. Северо-западная, левобережная, часть морфоструктуры фиксируется дугообразными системами хребтов Чаятын, Пуэр, а также хребтов, расположенных в междуречье Амура и Бичи. Между указанными хребтами прослеживается параллельная им дугообразная система долин рек

[1] Ни на одном из проанализированных телекосмоснимков не удалось увидеть их все сразу, что связано с качеством фотоматериалов, атмосферными условиями и другими причинами, влияющими на качество фотоизображения.

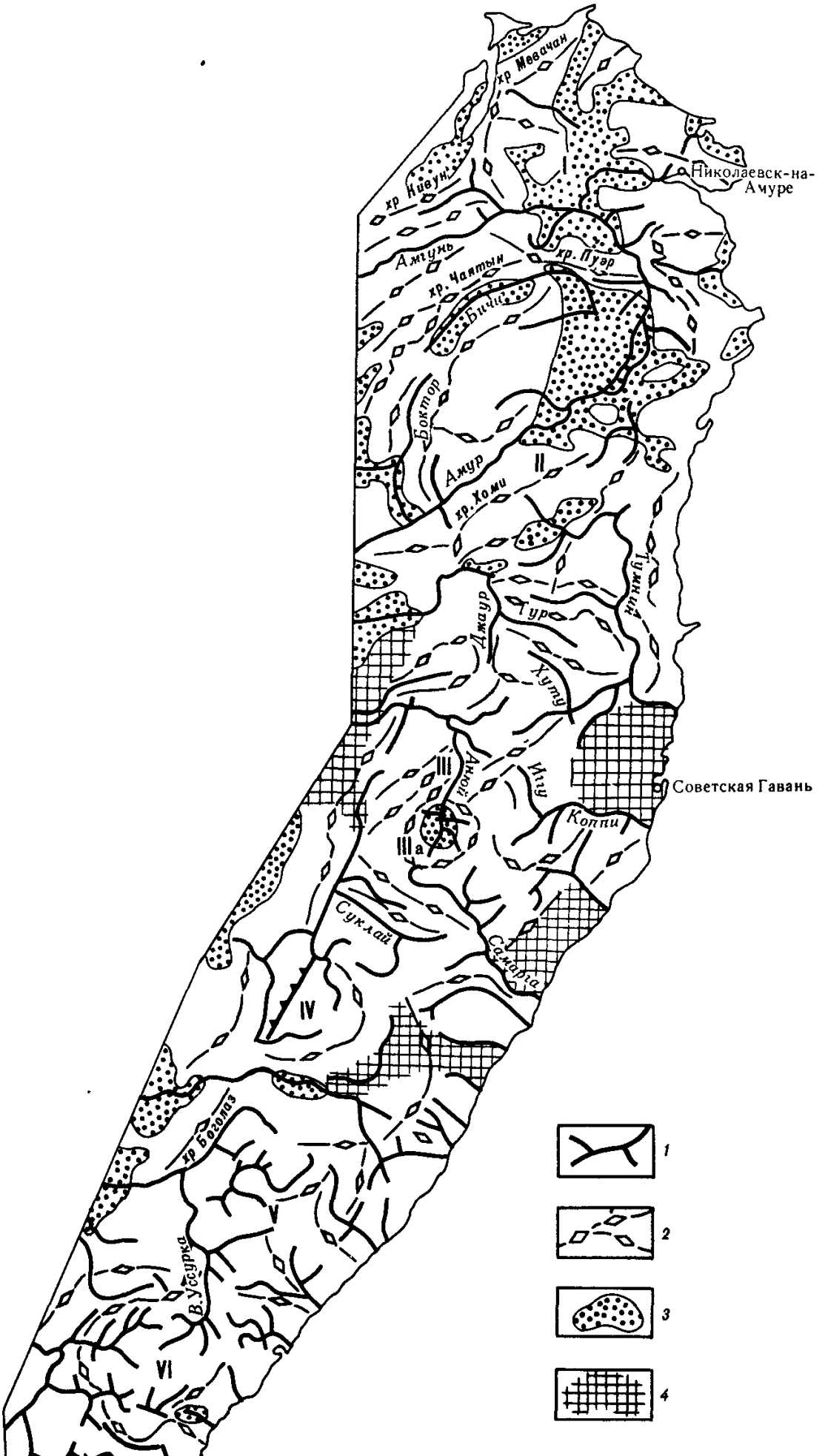


Рис 120 Схема геоморфологического строения континентальной окраины юга Дальнего Востока СССР (по данным дешифрирования)

1 — эрозионная сеть, отдешифрированная по космическому снимку, *2* — осевые зоны горных хребтов, *3* — впадины, *4* — плато Номера концентрических морфоструктур см на рис 119

Горюн, Боктор и Бичи. Юго-восточный, правобережный фланг морфоструктуры выражен не столь ярко и намечен по цепочке небольших хребтов, межгорных впадин и речных долин. закономерно меняющих свое простирание с юго-восточного (хребты к северу от оз Кади) на северо-восточное (хребты и долины среднего течения р Тумнин) и затем на субширотное (южные отроги хребта Хоми) Характерной чертой морфоструктуры является наличие в ее пределах крупной Удыль-Кизинской впадины — опущенного секториального блока

Северо-Сихотэ-Алинская концентрическая морфоструктура располагается в междуречье Верхней Удоми и Сукпая и имеет, пожалуй, наиболее ярко выраженное в рельефе радиально-концентрическое строение. Дугообразные долины рек Верхняя Удомь, Гур, Хуту, Сукпай, Кобули и других и разделяющие их горные хребты образуют здесь почти правильный овал диаметром около 300 км, обрезанный на западе линейной системой долин рек Хор и Тормасу, трассирующих Центрально-Сихотэ-Алинский разлом. Радиальное положение по отношению к описанной концентрической системе занимают долины рек Джаур, Бута, Коппи и Самарга. Геометрическим центром этой концентрической морфоструктуры является горный массив Тардоки-Яни, достигающий максимальной для Сихотэ-Алиня высоты 2077 м. Анализ космических снимков и топографических карт позволил наметить в пределах Северо-Сихотэ-Алинской морфоструктуры кольцевое образование несколько меньших размеров (диаметром 150 км), охватывающее ее южную половину и выделенное нами в качестве самостоятельной, дочерней Верхнеанюйской морфоструктуры. Ее центральную часть занимает кольцевой горный хребет, окружающий со всех сторон верховья бассейна р. Анюй Для последнего характерен яркий центростремительный рисунок эрозионной сети. Параллельно указанному хребту прослеживается полукольцевая система, включающая долины рек Гобилли, Дынми, Иггу, Иссими, верховья р. Самарги и др.

Бикинская морфоструктура также отчетливо читается в плановом рисунке орографических элементов рельефа и имеет полукольцевую форму. С запада она обрезана протяженным резким уступом, маркирующим зону Центрально-Сихотэ-Алинского разлома. Ядро морфоструктуры образует крупный изометричный горный массив Ко высотой 2004 м. С севера, востока и юга он окаймлен двумя параллельными дугообразными хребтами и разделяющей их долиной р. Бикин.

Среднесихотэ-Алинская морфоструктура располагается в междуречье Бикина и Серебрянки Дешифрируемые здесь дуговые полосовые фотоаномалии удалось отождествить с отдельными отрезками долин рек Кемы, Арму, а также с притоками рек Лондо, Максимовки, Дальней и др.

И наконец, Южно-Сихотэ-Алинской морфоструктуре также соответствует радиально-концентрический плановый рисунок каркасных элементов рельефа. В ее центральной части выделяется почти замкнутая концентрическая система, образуемая долинами рек Журавлевки, Березовки, Красной Речки, Высокогорской и др. Радиальное положение здесь занимают реки Кавалеровка, Сотникова, Дорожная, Перевальная и др. Параллельно центральному кольцу эрозионных форм прослеживается серия речных долин и горных хребтов, позволяющая существенно расширить границы Южно-Сихотэ-Алинской морфоструктуры.

Подводя итог рассмотрению особенностей планового рисунка основных каркасных элементов рельефа исследуемого региона, следует отметить, что описанные концентрические и радиально-концентрические системы наиболее отчетливо читаются в пределах первых четырех морфоструктур. Концентрическое строение Южно- и Среднесихотэ-Алинской морфоструктур выявляется по топографическим картам с гораздо бóльшим трудом и вряд ли могло быть установлено без предварительного анализа морфологии земной поверхности по космическим снимкам.

Перейдем к следующему этапу анализа геометрических параметров концентрических морфоструктур, а именно к их гипсометрической характеристике (рис. 121)

В Усть-Амурской морфоструктуре максимальные абсолютные высоты (900—1000 м) приурочены к полукольцевому горному поясу, расположенному на ее периферии, минимальные (0—100 м) — к изометричной центральной впадине и сходящимся к ней радиальным грабенам.

Центральная депрессионная зона, занятая озерами Орель и Чля, окружена холмисто-увалистым рельефом с абсолютными отметками 100—300 м. Далее от центра к горной периферии морфоструктуры дифференцированность поля высот резко возрастает в связи с чередованием расположенных здесь радиальных грабенов и разделяющих их блоково-купольных поднятий Следовательно, анализ высот в Усть-Амурской морфоструктуре

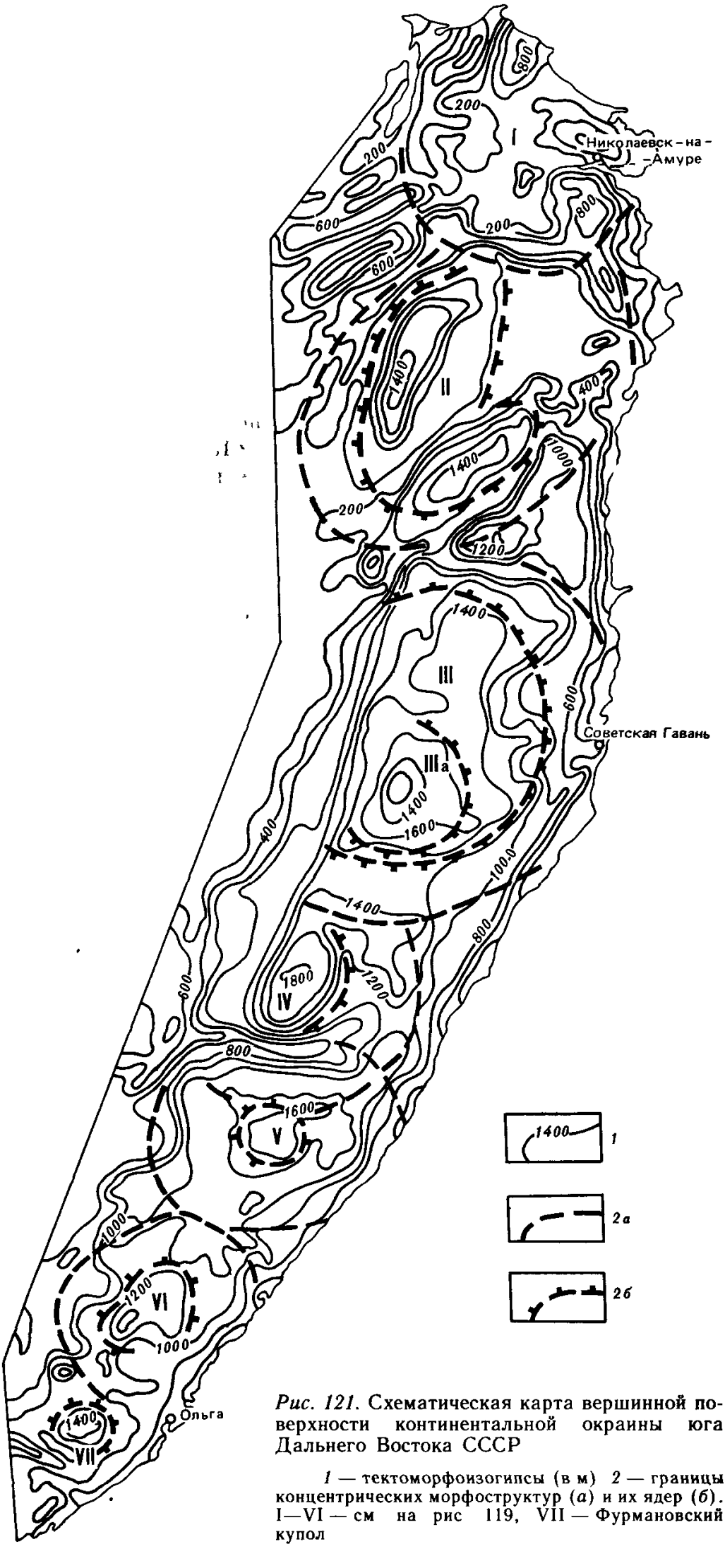


Рис. 121. Схематическая карта вершинной поверхности континентальной окраины юга Дальнего Востока СССР

1 — тектоморфоизогипсы (в м) *2* — границы концентрических морфоструктур (*а*) и их ядер (*б*). I—VI — см на рис 119, VII — Фурмановский купол

позволяет выделить в ее пределах три концентрические зоны: центральную — опущенную, промежуточную — дифференцированную и краевую — приподнятую. В целом морфологию структуры можно охарактеризовать как отрицательную с концентрически-зональным внутренним строением.

Нижнеамурская морфоструктура также обладает отчетливой морфологической выраженностью в поле высот. Наиболее значительные абсолютные отметки (1400—1600 м) приурочены к ее центральной части, ограниченной на левобережье Амура долинами рек Боктор и Бичи и включающей расположенный на правом берегу хребет Хоми. Эта наиболее приподнятая овальная часть морфоструктуры осложнена Удыль-Кизинской впадиной, имеющей плановый рисунок «ласточкиного хвоста», сужающегося к центру поднятия. Ядро окаймлено прерывистой цепочкой локальных грабенов, большинство из которых относится к категории эвгимнических, т. е. молодых отрицательных структур, не компенсированных осадконакоплением. Это грабены, расположенные в верхнем и среднем течении р. Бичи, в среднем течении р. Тумнин и др. И наконец, периферия морфоструктуры представляет собой систему орографических дуг, значительно уступающих по высоте (800—100 м) центральному поднятию.

Таким образом, поле высот в пределах Нижнеамурской морфоструктуры также обладает концентрически-зональным строением. Выделяется поднятое ядро, осложненное Удыль-Кизинской впадиной, окаймляющая ядро прерывистая зона опусканий и периферическая зона слабых поднятий. В целом форма описанной морфоструктуры может быть определена как овальная сводовая, усложненная закономерно расположенными в ее пределах грабенами.

Общая характеристика высот хребта Сихотэ-Алинь, полученная в результате построения карты осредненного рельефа, дана ранее [Рейнлиб, Романовский, 1977]. На этой карте отчетливо выделяется серия изометричных положительных деформаций вершинной поверхности, пространственно совпадающих с описанными выше радиально-концентрическими системами каркасных элементов рельефа. Это показывает, что Северо-, Средне-, Южно-Сихотэ-Алинская, а также Бикинская концентрические морфоструктуры являются изометричными сводовыми поднятиями. Остановимся на их более подробной морфологической характеристике.

Северо-Сихотэ-Алинский свод является наиболее крупной и сложно построенной морфоструктурой. Центральную его часть занимает высокогорный рельеф, часто несущий следы ледниковой обработки. К периферии морфоструктуры он сменяется низкогорным рельефом с мягкими очертаниями, и, наконец, подножие свода занимают обширные базальтовые плато. Ядро свода осложняется крупной Верхнеанюйской концентрической морфоструктурой, охватывающей его южную половину и характеризующейся максимальными абсолютными отметками. В центре этого самостоятельного сводового поднятия более высокого порядка располагается небольшая изометричная впадина.

Близкую, но более простую морфологию имеет Бикинское сводовое поднятие. У него также выделяется приподнятая ядерная часть, окаймленная с севера, востока и юга базальтовыми плато. Отчетливо выражен отмеченный выше асимметричный характер описанных поднятий. Их западный фланг обрезается резким уступом, протягивающимся вдоль Хорской ветви Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, по которому происходит скачкообразное понижение уровня вершинной поверхности, достигающее нескольких сотен метров.

Значительно более сложную морфологию имеет вершинная поверхность Средне- и Южно-Сихотэ-Алинского сводовых поднятий. Максимальные абсолютные высоты здесь в ряде случаев приурочены к активно воздымающимся блокам, расположенным вне центральных частей сводов. Однако ядра морфоструктур выделяются в рельефе за счет своей общей приподнятости и меньшей дифференцированности вершинных поверхностей. Более детальная характеристика морфологии этих сводовых поднятий приведена в нашей предыдущей работе [Кравцов и др., 1980]. Наряду с рассмотренными положительными морфоструктурами сводового типа в поле высот Южного Сихотэ-Алиня намечается еще одно округлое поднятие (см. рис. 121, VII), значительно уступающее им по размерам и соответствующее выделенному ранее И. К. Волчанской [1972] Фурмановскому куполу.

Суммируя изложенное, можно сказать, что морфоструктурный план рассматриваемого региона определяется главным образом системой отчетливо выраженных в рельефе изометричных сводовых поднятий с внутренней радиально-концентрической структурой. Исключение составляет лишь крайний север территории, где расположена Усть-Амурская отрицательная концентрическая морфоструктура. Подчеркнем различия в морфологии указанных сводов. Нижнеамурское поднятие, расположенное между сводами северной

части Сихотэ-Алиня и Усть-Амурской морфоструктурой, можно отнести к переходному между ними типу. На это указывает сочетание широко развитых в ее пределах грабенов и отчетливо выраженной поднятой ядерной части. Морфоструктуры Северного Сихотэ-Алиня характеризуются наиболее ярко выраженной сводовой формой. Отрицательные тектонические формы рельефа здесь развиты чрезвычайно ограниченно. Наконец, Средне- и Южно-Сихотэ-Алинское сводовые поднятия объединяет существенно усложненная дифференцированными блоковыми движениями форма, меньшие величины положительных тектонических деформаций и практически полное отсутствие базальтовых плато.

Для территории Дальнего Востока СССР установлена тесная корреляция между глубинным строением и характером рельефа земной поверхности. Горным сооружениям соответствуют отрицательные аномалии силы тяжести в редукции Буге, а отрицательным морфоструктурам — интенсивные гравитационные максимумы [Лишневский, 1969] Первым отвечает земная кора относительно повышенной мощности, вторым — утоненная. Подобные общие закономерности хорошо выражены в пределах рассматриваемого окраинно-континентального региона. Максимальная мощность земной коры (35—40 км) наблюдается под центральной частью Сихотэ-Алиня. К востоку и западу от осевой части горной области мощность коры уменьшается, достигая минимальных значений под Среднеамурской впадиной и Японским морем.

В соответствии с этим центральную часть региона занимают области отрицательных значений аномального гравитационного поля. Интенсивность аномалий убывает не только в западном и восточном направлениях, но также в северном и южном. Наиболее низкие значения поля силы тяжести фиксируются в междуречье Бикина и Гура Характерной чертой центральной зоны отрицательного гравитационного поля является наличие серии крупных изометричных гравитационных минимумов, определяющих в совокупности ее четковидное строение. Эта особенность поля силы тяжести Сихотэ-Алиня отмечалась ранее [Кулинич, 1972; Рейнлиб, Романовский, 1977], причем в последней публикации подчеркивается пространственная связь гравитационных минимумов с положительными деформациями поверхности рельефа. Центральная зона отрицательных аномалий ограничивается с запада, севера и востока зонами положительных значений поля силы тяжести. Анализ гравитационного поля, проведенный в свете полученной выше морфоструктурной модели, позволяет существенно уточнить рассмотренные особенности его строения (рис. 122).

Прежде всего следует отметить близкое к идеальному соответствие между рисунком поля силы тяжести в редукции Буге и описанными концентрическими морфоструктурами. Для сводовых поднятий Сихотэ-Алиня характерна приуроченность изометричных или звездообразных в плане минимумов к их ядерным частям. Наиболее интенсивные минимумы расположены в пределах ядер, особенно хорошо выраженных в рельефе Бикинского и Северо-Сихотэ-Алинского сводов, причем конфигурация минимума, приуроченного к центральной части последнего, обнаруживает тесную связь с его внутренним строением Минимум имеет грушевидную форму, расширяясь к югу в месте осложнения Северо-Сихотэ-Алинского свода Верхнеанюйской морфоструктурой. В центре этого расширения наблюдается локальное повышение уровня поля силы тяжести, отвечающее впадине, расположенной в ядре дочерней морфоструктуры. Южно- и Среднесихотэ-Алинскому сводовым поднятиям соответствуют менее интенсивные гравитационные минимумы

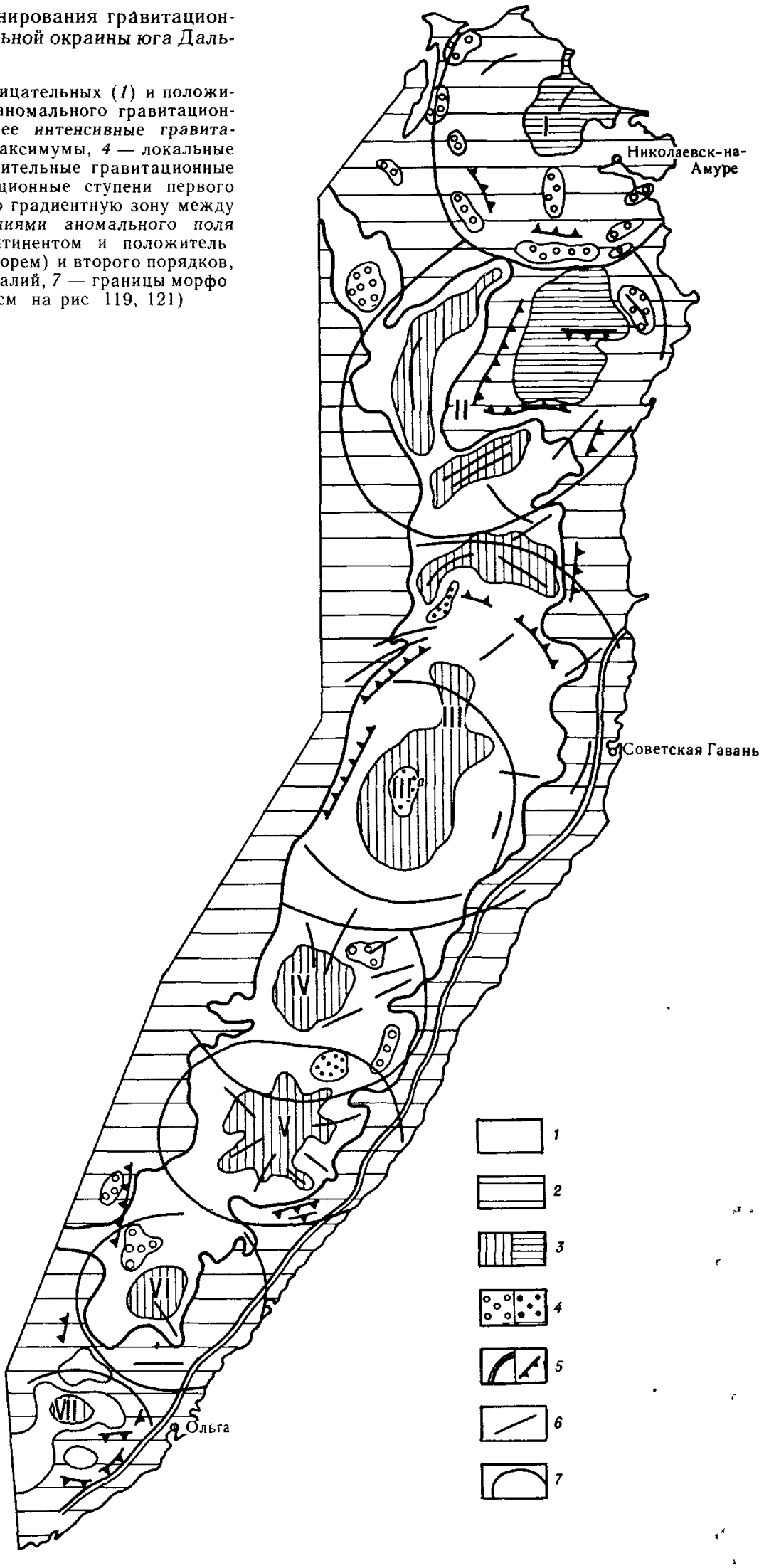
Центральные минимумы сводов Сихотэ-Алиня в ряде случаев окаймляются концентрическими зонами, в пределах которых наблюдается чередование локальных положительных и отрицательных аномалий. Наконец, их периферическим частям отвечают пояса повышенных значений поля силы тяжести

Иное, но также полностью соответствующее морфоструктурному плану строение поля силы тяжести наблюдается в пределах Усть-Амурской и Нижнеамурской морфоструктур. Для первой из них, расположенной в области положительных значений гравитационного поля, характерно ярко выраженное концентрическое его строение. Центральная, опущенная часть морфоструктуры совпадает с изометричным гравитационным максимумом, открытым в сторону Сахалинского залива. Обрамляющая его концентрическая область дифференцированного поля силы тяжести отвечает аналогичной в морфологическом отношении промежуточной зоне. И наконец, хорошо выраженный периферический полукольцевой пояс локальных отрицательных аномалий в целом соответствует краевой зоне поднятий

Нижнеамурское сводовое поднятие характеризуется приуроченностью к ядру морфо-

Рис 122. Схема районирования гравитационного поля континентальной окраины юга Дальнего Востока СССР

1, 2 — области отрицательных (*1*) и положительных (*2*) значений аномального гравитационного поля, *3* — наиболее интенсивные гравитационные минимумы и максимумы, *4* — локальные отрицательные и положительные гравитационные аномалии, *5* — гравитационные ступени первого (маркирует прибрежную градиентную зону между отрицательными значениями аномального поля силы тяжести над континентом и положительными — над Японским морем) и второго порядков, *6* — оси локальных аномалий, *7* — границы морфоструктур (их названия см на рис 119, 121)



структуры отрицательной аномалии поля силы тяжести подковообразной формы. Такой рисунок аномалии определяется ограниченным резкими гравитационными ступенями интенсивным максимумом, который соответствует опущенному сектору в северо-восточной части поднятия. На периферии свода выделяются узкие концентрические зоны локальных положительных и отрицательных аномалий. Следует отметить закономерное простирание целого ряда локальных аномалий, подчеркивающих внутреннее радиально-концентрическое строение морфоструктур. Таким образом, анализ поля силы тяжести показал, что выявленным с помощью космических снимков морфоструктурам соответствуют концентрически-зональные неоднородности глубинного строения литосферы Для их интерпретации необходимо привлечь данные ГСЗ

Небольшой объем выполненных в пределах рассматриваемого региона глубинных сейсмических исследований позволяет установить только самый общий характер глубинного строения концентрических морфоструктур. Имеющиеся материалы ГСЗ, выполненные по профилям Литовка — Иннокентьевка [Парфенов, 1979] и Бикин — Великая Кема [Аргентов, 1976], дают возможность оценить глубинное строение Северо- и Среднесихотэ-Алинского сводовых поднятий. Профиль ГСЗ, пересекающий Южно-Сихотэ-Алинский свод [Аргентов, 1976], в основном заложен по простиранию крупнейшей поперечной структуры — Зеркальненской ослабленной зоны, аномальной в геоморфологическом и геофизическом отношениях [Томсон, Фаворская, 1968]. В связи с этим последний профиль мало пригоден для решения поставленной задачи и здесь не рассматривается. Для приближенной характеристики строения земной коры в пределах Усть-Амурской морфоструктуры могут служить данные морского сейсмического профиля Шантарские острова — Оха [В. С. Вольвовский, Б. С. Вольвовский, 1975]. Учитывая симметричную концентрическую зональность морфоструктуры, он должен пересекать ее периферическую часть, затопленную в настоящее время водами Охотского моря.

В разрезе земной коры по профилю Бикин — Великая Кема, пересекающему Среднесихотэ-Алинское сводовое поднятие, выделяются осадочно-эффузивный (пластовая скорость сейсмических волн $V_{пл}$=6 м/с), «гранитно-метаморфический» ($V_{пл}$=6—6,3 м/с) и «базальтовый» ($V_{пл}$=6,35—6,55 м/с) слои Верхняя мантия характеризуется граничной скоростью 8—8,1 м/с [Аргентов, 1976] Центральная часть сводового поднятия, расположенная в междуречье Арму и Кемы, выделяется на профиле как область максимальной мощности «гранитно-метаморфического» слоя (24 км) и земной коры в целом (37—38 км). «Базальтовый» слой здесь несколько утонен по сравнению с прилегающими участками. Крылья сводового поднятия характеризуются общим уменьшением толщины земной коры (30—34 км) и сокращением мощности «базальтового» слоя.

Обобщенный сейсмогеологический разрез через Северо-Сихотэ-Алинское сводовое поднятие имеет следующее строение [Парфенов, 1979]. В ядре свода здесь отмечается существенное утолщение «базальтового» слоя, для которого характерны бóльшие, чем в Среднесихотэ-Алинском своде, пластовые скорости (6,9—7 м/с) «Гранитно-метаморфический» слой имеет слабоволнистую нижнюю границу, причем его мощность остается примерно постоянной К периферии сводового поднятия граница Мохоровичича плавно поднимается, отражая некоторое сокращение общей мощности земной коры главным образом за счет уменьшения мощности «базальтового» слоя Наиболее интересной особенностью глубинного строения Северо-Сихотэ-Алинского свода является наличие под его центральной частью аномальной разуплотненной верхней мантии с пластовыми скоростями 7,4—7,6 м/с (для сравнения: $V_г$ верхней мантии под восточным склоном свода равна 7,9 м/с, а под прилегающей с запада Среднеамурской впадиной — 8,4 м/с).

Таким образом, глубинная структура рассмотренных сводовых поднятий неодинакова и, по-видимому, связана с особенностями их строения и развития. Обеим морфоструктурам свойственно некоторое утолщение земной коры в их центральных частях; для Среднесихотэ-Алинского свода — за счет увеличения мощности «гранитно-метаморфического» слоя, а для Северо-Сихотэ-Алинского — «базальтового» Гравитационные минимумы, приуроченные к ядрам сводовых морфоструктур, имеют, вероятно, также неодинаковую природу и фиксируют в Среднесихотэ-Алинском своде изометричную в плане зону «гранитизации», а в Северо-Сихотэ-Алинском — разуплотненную верхнюю мантию. Активно воздымающемуся Северо-Сихотэ-Алинскому своду отвечает более глубокий минимум, чем соответствующий ядру Среднесихотэ-Алинского свода.

Иное строение литосферы следует ожидать в пределах Усть-Амурской морфоструктуры, резко отличной по морфологии и характеру гравитационного поля от рассмотренных сводовых поднятий. Действительно, в месте предполагаемого продолжения периферической зоны морфоструктуры, которой соответствуют локальные отрицательные

гравитационные аномалии, на профиле ГСЗ наблюдается утонение земной коры, мощность которой составляет здесь 25 км, при одновременном утолщении «гранитно-метаморфического слоя». Строение поля силы тяжести позволяет предположить дальнейший подъем границы Мохоровичича по направлению к центру морфоструктуры и, следовательно, существование отвечающего ей изометричного мантийного выступа.

Таким образом, проведенный совместный анализ геоморфологических и геофизических данных дал возможность перейти к построению объемных моделей отдешифрированных по космическим снимкам концентрических морфоструктур (рис. 123). Эти модели, учитывая рекогносцировочный характер имеющихся данных ГСЗ, являются весьма приближенными и требуют дальнейшего уточнения. В то же время они дают ясное представление о глубинном строении концентрических морфоструктур различных типов, определяющих современный тектонический план континентальной окраины юга Дальнего Востока.

Приведенные данные показывают, что наряду с имеющимися различиями в поверхностном и глубинном строении описанные морфоструктуры обладают и определенным сходством. На это указывает общее для них радиально-концентрическое строение, а также наличие переходных типов между различными по строению морфоструктурами. Это, по-видимому, может свидетельствовать о близком механизме их образования. Для того чтобы ответить на этот вопрос, необходимо попытаться реконструировать историю развития морфоструктур. В связи с этим перейдем к третьему этапу морфоструктурного анализа — к характеристике особенностей строения, размещения и формирования магматических и осадочных орогенных формаций в свете сформулированных выше представлений о морфоструктурном плане региона.

Как уже указывалось, позднемезозойское — раннекайнозойское время характеризовалось неоднократным внедрением интрузий габбро-гранодиорит-гранитного состава и массовыми излияниями кислых и средних эффузивов. Анализ их пространственного размещения позволяет говорить о закономерном положении продуктов первой стадии орогенного магматизма относительно описанных морфоструктур (рис. 124, *а*).

В пределах Усть-Амурской морфоструктуры отчетливо выделяется полукольцевой пояс малых интрузий, совпадающий с краевой приподнятой зоной. От этого пояса к центру морфоструктуры отходит ряд апофиз, занимающих радиальное положение. Аналогичное, но менее ярко выраженное размещение интрузивных тел имеет место в Нижнеамурской морфоструктуре. Здесь можно отметить большую насыщенность магматическими телами ее юго-восточной половины. В зоне сочленения этих морфоструктур наблюдается заметное сгущение интрузий, которое, вероятно, связано с повышенной магматической проницаемостью зоны их интерференции.

Более сложный рисунок имеют интрузивные пояса Северо-Сихотэ-Алинского сводового поднятия. Здесь выделяются три незамкнутых концентрических пояса, согласных с общей структурой свода, и две также концентрические цепочки меньшего радиуса кривизны, отвечающие Верхнеанюйской морфоструктуре. В пределах последних преобладают интрузивные тела раннепалеогенового возраста.

В Бикинском сводовом поднятии намечается практически замкнутый центральный пояс интрузий и окаймляющий его с севера, востока и запада — дуговой. Похожее размещение интрузивных тел обнаруживается в пределах Среднесихотэ-Алинского свода, где они также образуют два концентрических пояса: центральный — кольцевой и периферический — овальный. В Южно-Сихотэ-Алинской морфоструктуре отмеченная закономерность выражена не столь ярко, однако и здесь можно наметить ряд дуговых зон сгущения интрузий.

Наряду с концентрическими поясами позднемезозойские—раннекайнозойские интрузии локализуются в прямолинейных зонах северо-восточного [Изох и др., 1967], а также северо-западного, широтного и меридионального простираний. Они контролируются прямолинейными разломами и несколько затушевывают концентрическое размещение интрузивных тел. Последнее смогло быть выявлено только на основе представлений о существовании здесь концентрических морфоструктур, полученных в результате дешифрирования космических снимков и последующего морфоструктурного анализа

Остановимся на некоторых особенностях пространственного размещения вулканогенных образований первой стадии орогенного развития региона. Эффузивы этого возраста сконцентрированы главным образом в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Несмотря на его общую вытянутость вдоль побережья Японского моря, конфигурация пояса обнаруживает довольно отчетливую связь с морфоструктурным планом территории. Это проявляется в проникновении вулканических полей вдоль

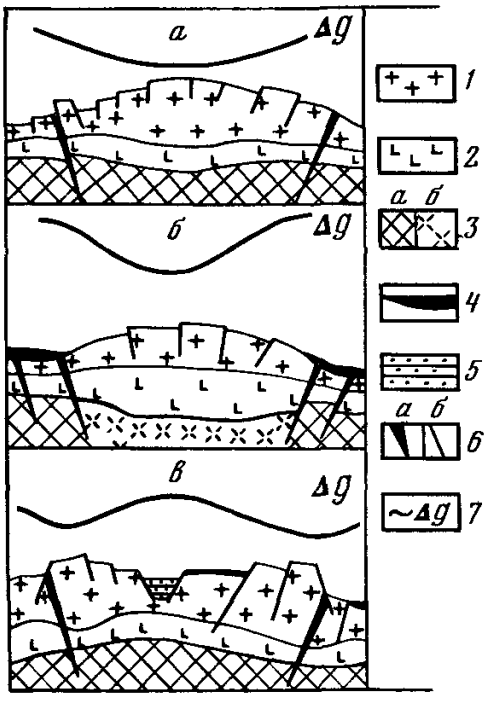


Рис. 123. Гипотетические глубинные разрезы концентрических морфоструктур. Составлены по материалам В. В. Аргентова [1976], В. С. Вольвовского и Б. С. Вольвовского [1975], С. В. Потапьева [Парфенов и др., 1979]

1 — гранитно-метаморфический слой; *2* — «базальтовый» слой; *3* — верхняя мантия: *а* — нормальная, *б* — разуплотненная; *4* — базальты (P_2—Q_1); *5* — континентальные отложения впадин (P_2—Q); *6* — разломы: *а* — глубинные, *б* — коровые; *7* — схематические графики аномального гравитационного поля. Морфоструктуры: *а* — Среднесихотэ-Алинская, *б* — Северо-Сихотэ-Алинская, *в* — Усть-Амурская

подножий сводов далеко в центральную часть Сихотэ-Алинского орогена. Наиболее хорошо указанная закономерность прослеживается в Среднесихотэ-Алинской структуре, где эффузивные покровы окружают полукольцом ядро одноименного свода.

В центральных частях морфоструктур вулканогенные отложения развиты крайне ограниченно и выполняют изолированные кальдеры, часто входящие в описанные выше концентрические зоны повышенной магматической проницаемости. Изучение в пределах Южно- и Среднесихотэ-Алинского сводов строения и состава вулканических толщ сенон-датского возраста показало наличие здесь определенной зональности, связанной с внутренним строением морфоструктур [Кравцов и др., 1980].

В целом приведенные данные могут свидетельствовать о становлении рассматриваемых морфоструктур уже на первой стадии орогенного развития территории. Тесная связь закономерностей размещения орогенного магматизма и строения концентрических морфоструктур позволяет предположить наличие между ними и связи парагенетической, что дает возможность рассматривать магматическую деятельность и формирование морфоструктур как результат единого глубинного процесса, охватившего описываемый регион в конце позднего мела — начале палеогена.

Концентрический рисунок зон повышенной магматической проницаемости может, по-видимому, указывать на существование под морфоструктурами изометричных глубинных очагов магмообразования. Становление серии очагов в начале орогенеза есть основания связывать с неравномерным поступлением в земную кору тепловой энергии и соответственно с аналогичным неравномерным разогревом подстилающей мантии. Это можно объяснить характерными для орогенных областей особенностями глубинного строения. Им свойствен относительно неглубоко залегающий астеносферный слой повышенной мощности [Белоусов, 1978]. Формирование подобного слоя в нашем случае резонно связывать с заложением сейсмофокальной зоны, реконструируемой в позднемеловое время по Сусунайскому и Камуиккотанскому глаукофан-сланцевым поясам [Парфенов и др., 1979].

Как показывают результаты моделирования, на границе астеносферы и вышележащей более плотной и «холодной» литосферы происходят волнообразные деформации кровли астеносферного слоя, обусловленные его механической неустойчивостью, и последующее развитие серии диапиров [Рамберг, 1976]. Такая динамика глубинных масс, вероятно, и является первопричиной становления не единого, а ряда индивидуальных очагов магмообразования, расположенных над апикальными частями диапиров в зонах максимального разогрева земной коры.

По мнению Э. Н. Лишневского [1969] и других исследователей, процессы гранитизации, сопровождающиеся увеличением объема гранитизируемого субстрата, могут рассматриваться в качестве одной из главных причин тектонических деформаций. Вероятно, эти процессы вызвали образование изометричных положительных морфоструктур над глубинными очагами.

Предлагаемый механизм формирования цепочки сводовых поднятий вдоль окраины континента, естественно, во многом гипотетичен и схематизирован. Реальная динамика тектоногенерирующих процессов в раннеорогенное время была значительно сложнее и

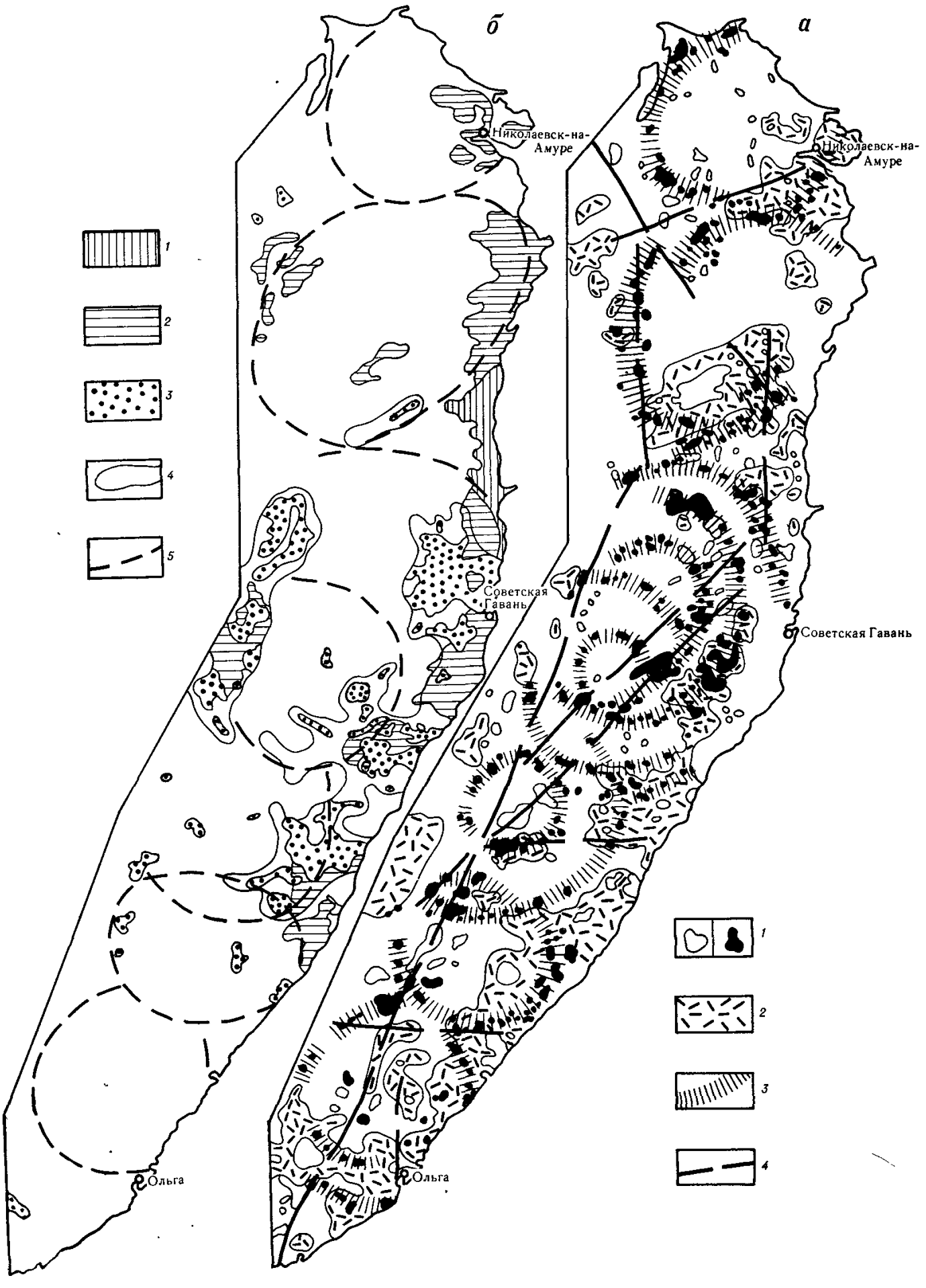


Рис. 124. Схема размещения продуктов орогенного магматизма в пределах юга Дальнего Востока СССР

а — интрузивных и вулканических пород первой стадии (K_2—P_2) орогенеза: *1* — интрузии преимущественно гранит-гранодиоритового состава, дисконформные (слева) и конформные (справа) концентрическим морфоструктурам; *2* — эффузивы среднего и кислого состава (K_2—P_2), *3* — концентрические зоны повышенной магматической проницаемости, *4* — некоторые линейные магмоконтролирующие структуры,

б — базальтов второй стадии (P_2—Q) орогенеза: *1—3* — базальты: *1* — кузнецовской свиты (P_2), *2* — кизинской свиты (N_1), *3* — совгаванской свиты (N_2—Q_1); *4* — границы зон максимального позднекайнозойского базальтоидного магматизма (N_2—Q_1); *5* — границы концентрических морфоструктур

носила не однонаправленный, а пульсационный характер. На это указывает неоднократное в течение позднего мела — начала палеогена выплавление габбро-гранодиорит-гранитных серий, которые Э. П. Изох рассматривает как своеобразные индикаторы вертикальной миграции кровли глубинного магматического очага. Аналогичная пульсационность, вероятно, была характерна и для тектонических движений.

Стадия активного сводообразования закончилась в середине палеогена, вероятно, в связи с замыканием палеосейсмофокальной зоны. С этого времени начался прогрессивно развивавшийся распад сводовых поднятий. Этот процесс протекал с неодинаковой интенсивностью в различных морфоструктурах, что и вызвало наблюдающиеся в настоящее время существенные различия в их морфологии. Деструктивная стадия орогенного развития региона началась, как уже указывалось, со вспышки в эоценовое время базальтоидного магматизма и с образования первых локальных отрицательных структур. Излияния базальтов и андезито-базальтов, так же как и нисходящие тектонические движения, были сосредоточены главным образом в северной части региона. Отметим, что процессы погружения охватили в основном ядерные, наиболее приподнятые части Усть-Амурской и Нижнеамурской морфоструктур, где были заложены Орельская и Усть-Амгунская, а также Удыль-Кизинская впадины. К этому же времени относится образование впадин по периферии ядра Бикинского свода, а также небольших депрессий, приуроченных к линейным поперечным ослабленным зонам на юге региона. Небольшая мощность и сравнительно тонкозернистый состав осадочных и вулканогенно-осадочных эоцен-олигоценовых отложений, выполняющих эти впадины, вероятно, указывают на относительно малую контрастность тектонических движений.

В миоценовое время интенсивность деструкции сводовых поднятий северной части региона резко усилилась, причем разрастание ранее образованных и формирование новых отрицательных структур сопровождались новой вспышкой базальтоидного вулканизма. Наиболее широко нисходящие тектонические движения проявились в пределах Усть-Амурского поднятия, где в результате погружения его центральной части образовалась отрицательная морфоструктура. Отметим, что расположенные здесь линейные грабены в большинстве случаев контролируются радиальными разломами, наличие которых указывает на первичную положительную форму этой морфоструктуры. В ядре Нижнеамурского сводового поднятия в это время окончательно обособляется опущенный секториальный блок с амплитудой перемещения около 2 км. О значительной контрастности блоковых перемещений свидетельствует грубообломочный состав и повышенная мощность миоценовых отложений.

Если в Усть-Амурском и Нижнеамурском сводах процессы миоценового грабенообразования охватили центральные части морфоструктур, то в Северо-Сихотэ-Алинском поднятии они проявились только на его периферии. Расположенные в подножии свода грабены были заполнены базальтовыми потоками. Далее на юг интенсивность миоценового вулканизма резко убывает, и в пределах Южно- и Среднесихотэ-Алинского сводов он практически отсутствует (см. рис. 124, *б*). Глубинный базальтоидный вулканизм плиоцен-четвертичного времени локализуется главным образом на периферии Северо-Сихотэ-Алинского и Бикинского сводовых поднятий, причем в первом из них цепочки небольших полей базальтов проникают по зонам дуговых разломов далеко в пределы ядра морфоструктуры. По-видимому, синхронно с излияниями базальтов происходило заложение многочисленных, четко выраженных в современном рельефе небольших депрессионных структур. К ним можно отнести грабены по обрамлению ядра Нижнеамурского свода, а также впадину в центральной части Верхнеанюйской морфоструктуры, фиксирующую начало ее инверсии.

Таким образом, эоцен-плейстоценовая история развития сводовых морфоструктур указывает на убывание интенсивности процессов деструкции сводовых поднятий с севера на юг. Морфология Усть-Амурской и Нижнеамурской морфоструктур претерпела наиболее существенные, вплоть до полной инверсии, изменения. Активное развитие Южно- и Среднесихотэ-Алинского сводов практически полностью прекратилось в конце первой стадии орогенеза, что является, по нашему мнению, причиной их относительно плохой геоморфологической выраженности. Наиболее длительное время унаследованный характер тектонических деформаций сохранялся в Северо-Сихотэ-Алинском своде, который занимает центральное положение в цепочке описанных морфоструктур. Отметим, что, судя по данным ГСЗ, аномальное состояние верхней мантии сохраняется здесь и в настоящее время.

Характер магматизма в течение второй стадии орогенеза свидетельствует о перемещении фронта магмообразования в подошву коры и в верхние горизонты мантии, связанном,

по-видимому, с остыванием и постепенным рассасыванием мантийных диапиров вследствие отмирания генерирующей их зоны Беньофа. Очевидно, этот процесс привел к выравниванию границы Мохоровичича, хотя остаточный выступ мантийного вещества, вероятно, и сейчас существует под Усть-Амурской морфоструктурой. Нисходящее развитие диапиров также носило пульсационный характер и протекало неравномерно в различных участках окраинно-континентального орогена. Инверсия сводовых поднятий может быть связана, с одной стороны, со снятием вертикально направленных напряжений, а с другой — с прогибанием земной коры, насыщенной базитовыми расплавами [Белоусов, 1978].

Приведенные результаты морфоструктурного анализа позволили сделать определенные выводы о строении, истории развития и происхождении отдешифрированных на региональных космических снимках концентрических объектов, что, в свою очередь, открывает пути для оценки их металлогенического значения.

Металлогеническая интерпретация результатов дешифрирования региональных космических снимков

Прежде чем перейти к анализу рудоносности концентрических морфоструктур, кратко остановимся на основных металлогенических особенностях региона, охарактеризованных в работах Е. А. Радкевич, Ю. Г. Иванова, С. Ф. Усенко, М. В. Чеботарева, Э. П. Изоха и других исследователей.

Металлогенический облик Сихотэ-Алинского орогена определяется месторождениями олова, вольфрама, свинца и цинка. Второстепенную роль в этом отношении играют достаточно широко распространенные, но не имеющие пока промышленного значения проявления ртути, сурьмы, меди, молибдена, железа и некоторых других металлов (рис. 125).

Рудная минерализация формировалась в течение нескольких этапов, синхронных с самостоятельным магматическим циклом. Подобная полихронность рудогенеза, вероятно, тесно связана с пульсационным характером тектоно-магматического развития региона. Большинство месторождений полезных ископаемых имеет позднемеловой — раннепалеогеновый возраст. В позднеорогенное время процессы рудообразования протекали менее интенсивно. Так, олигоценовый возраст установлен для некоторых месторождений кварц-убогосульфидной формации, расположенной в северной части орогена [Хохлов, 1977]. Позднепалеогеновый, а возможно, и неогеновый возраст имеют также ртутная и сурьмяно-ртутная минерализации.

Неоднократное проявление процессов рудообразования предопределило пространственное совмещение разновозрастного и часто разнотипного эндогенного оруденения. В то же время в целом для региона намечается довольно отчетливая продольная зональность, обусловленная преобладанием плутоногенных рудных формаций в центральной зоне поднятий и преимущественным развитием интрузивного магматизма, а вулканогенных — в периферических вулканических поясах.

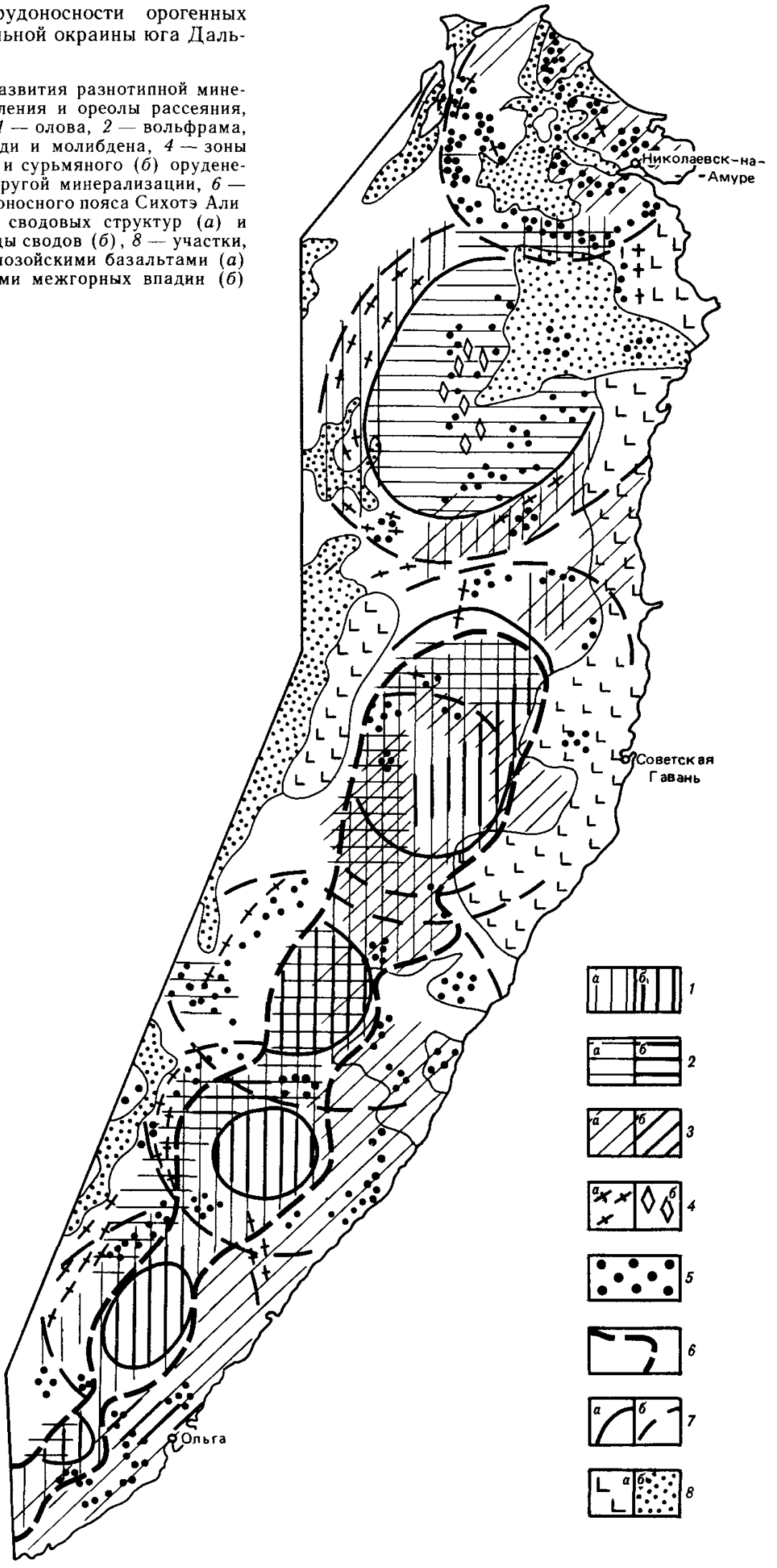
Эта генеральная зональность осложняется металлогенической зональностью II порядка, во многом связанной с концентрическими морфоструктурами. Прежде всего можно отметить, что различия в их строении и тектонической эволюции проявляются в характере преобладающего оруденения. Так, северная часть орогена, где расположены Усть-Амурская и Нижнеамурская морфоструктуры, отличающиеся повышенной основностью и натровой щелочностью интрузивного магматизма, а также ярким проявлением процессов позднекайнозойской деструкции, является областью преимущественного развития кварц-малосульфидной минерализации. В южной части орогена, в пределах сводовых поднятий, которые испытывают унаследованные восходящие движения в течение всего орогенного этапа и с которыми ассоциируются существенно «калиевые» гранитоиды, распространены главным образом оловорудные месторождения касситерит-кварцевой и касситерит-силикатно-сульфидной формаций.

Кроме того, описываемые морфоструктуры определяют концентрические черты металлогенической зональности II порядка и некоторые особенности локализации наиболее интересных рудных объектов. Остановимся подробнее на характеристике их рудоносности, начав рассмотрение с южной оловоносной части орогена.

Подавляющее большинство оловорудных месторождений располагается в пределах Главного оловоносного пояса, протягивающегося вдоль оси орогена. Этот пояс имеет четковидную конфигурацию, что впервые получило отражение на металлогенической схеме, предложенной Е. А. Радкевич [1962].

Рис 125 Схема рудоносности орогенных структур континентальной окраины юга Дальнего Востока СССР

1—3 — области развития разнотипной минерализации (*а* — проявления и ореолы рассеяния, *б* — месторождения) *1* — олова, *2* — вольфрама, *3* — свинца, цинка, меди и молибдена, *4* — зоны развития ртутного (*а*) и сурьмяного (*б*) оруденения, *5* — проявления другой минерализации, *6* — границы главного оловоносного пояса Сихотэ Алиня, *7* — границы ядер сводовых структур (*а*) и предполагаемые границы сводов (*б*), *8* — участки, перекрытые позднекайнозойскими базальтами (*а*) и рыхлыми отложениями межгорных впадин (*б*)



Подобный плановый рисунок зоны развития продуктивного оловянного оруденения, главным образом касситерит-силикатно-сульфидной формации, хорошо объясняется особенностями внутреннего строения орогена. Пережимы Главного оловоносного пояса совпадают с межсводовыми участками, раздувы — со сводовыми поднятиями, причем промышленные объекты отчетливо тяготеют к ядрам сводовых морфоструктур. Так, вблизи ядра Фурмановского купола расположены месторождения Нижнее и Лучистое, в ядре Южно-Сихотэ-Алинского свода — месторождения Кавалеровского и Краснореченского рудных районов, а на его границе — Дальнее, Октябрьское и Высокогорское. В центральной части Среднесихотэ-Алинского свода локализуются оловорудные месторождения Арму-Большеуссурского рудного района — Зимнее, Трапеция, Горное, Тернистое и др. В пределах Бикинского и Северо-Сихотэ-Алинского сводов масштабы оловоносности заметно снижаются, однако и здесь наиболее интересные объекты (Бута-Коппинский рудный район, месторождение Уджаки и др.) размещаются в ядерных частях структур или непосредственно у их границ [1].

Периферия рассматриваемых сводовых поднятий характеризуется значительно более пестрым составом минерализации, причем олово играет здесь в большинстве случаев подчиненную роль. Наиболее широко развито полиметаллическое, кварц-убогосульфидное, медно-молибденовое и сурьмяно-ртутное оруденение, как правило совмещенное в пределах единых дугообразных зон, обрамляющих ядра сводов. Минерализация этого типа ассоциируется с вулканическими структурами и субвулканическими интрузиями, в том числе и с расположенными за пределами вулканических поясов в зонах концентрических разломов, пересекающих осевую часть орогена. Это, в частности, определило нахождение в пределах Главного оловоносного пояса проявлений безоловянного полиметаллического (Мечта и др.) и медно-порфирового (Лазурное и др.) оруденения, расположенных вне Прибрежной и Береговой металлогенических зон, специализированных на эти типы рудной минерализации.

Существенно иная металлогеническая зональность обнаруживается в связи с концентрическими морфоструктурами северной части орогена.

В Нижнеамурской морфоструктуре наблюдается зональное размещение разнотипного оруденения, наиболее хорошо отвечающее металлогенической зональности сводовых поднятий. В центральной ее части преимущественно развиты плутоногенная кварц-малосульфидная и вольфрамовая минерализация, обнаруживающая тесную связь с интрузиями нижнеамурской серии [Изох и др., 1976], и наложенное на нее более позднее сурьмяное оруденение.

Периферия морфоструктуры отличается развитием ртутной минерализации, особенно широко распространенной вдоль северо-западного фланга свода (Харпичиканский район). Здесь отмечается незначительная оловянная, полиметаллическая и кварц-убогосульфидная минерализация, имеющая, вероятно, более ранний возраст по сравнению с ртутной.

Усть-Амурская отрицательная морфоструктура характеризуется принципиально иной металлогенической зональностью. На периферии структуры в пределах краевой зоны поднятий сосредоточен ряд месторождений и проявлений, шлиховых и литохимических ореолов, образующих в совокупности практически непрерывную полукольцевую зону повышенной рудоносности. Рудная минерализация в большинстве случаев пространственно ассоциируется с интрузиями нижнеамурской серии и имеет в основном сенонский возраст. Периферической зоне свойственна продольная и поперечная зональность в размещении разных типов оруденения. Эта зональность, вероятно, во многом связана с различной глубиной эрозионного среза рудоносных интрузий

В центральной части рудного пояса, пространственно совпадающего с областью современных воздыманий, в наиболее приподнятых надынтрузивных блоках преимущественно развиты относительно глубинные месторождения кварц-малосульфидной формации, часто с оловом и вольфрамом. В краевых зонах пояса, где интенсивность поднятий была существенно меньше, а также в его восточном отрезке, где широко развиты вулканические породы, преобладают проявления свинцово-цинковой и ртутной минерализации. Во внутренней, опущенной части Усть-Амурской морфоструктуры расположена прерывистая грубоконцентрическая рудная зона. Большинство образующих ее проявлений относятся к кварц-убогосульфидной формации и имеют палеогеновый возраст.

---

[1] Единственным исключением из этого правила является Верхнеудоминский оловорудный узел.

Заканчивая краткую характеристику рудоносности Усть-Амурской структуры, отметим, что наиболее интересные в промышленном отношении рудные объекты сосредоточены вне концентрических металлогенических зон и тяготеют к ее центральной части.

Приведенные данные о роли крупных концентрических морфоструктур в определении закономерностей размещения рудной минерализации указывают на необходимость учета дистанционной информации при металлогенических построениях. В частности, представляет интерес локализация большинства важнейших оловорудных объектов в центральных частях сводовых морфоструктур. Поскольку оловорудная минерализация широко развита и за пределами ядер сводов, установленная закономерность, вероятно, может иметь определенное практическое значение. В связи с этим представляется весьма актуальным дальнейшее изучение металлогенической роли орогенных концентрических морфоструктур, которое может позволить во многом по-новому подойти к структурно-металлогеническому районированию окраинно-континентального орогена юга Дальнего Востока СССР.

В заключение необходимо отметить, что информация о сводово-концентрическом характере строения отдельных участков рассматриваемой территории приводится в ряде публикаций последних лет, в том числе в обзорных работах, посвященных структурам центрального типа [Золотов, 1976; Соловьев, 1978]. В подавляющем большинстве случаев подобные выводы сделаны на основании изучения какой-либо одной стороны геологического строения: рисунка разрывных нарушений и региональной метасоматической зональности [Размахнин, Размахнина, 1967], размещения орогенных магматических формаций [Сухов, 1975], строения современного рельефа [Соловьев, 1978], районирования гравитационного поля [Рейнлиб, Романовский, 1977], дешифрирования космических снимков. Выделенные перечисленными авторами структуры в большинстве случаев довольно существенно отличаются местоположением и конфигурацией как друг от друга, так и от описанных нами. Это, очевидно, объясняется отсутствием в большинстве работ комплексного подхода к изучению крупных концентрических структур — специфических тектонических элементов, для выделения которых требуется органическое сочетание дистанционных, геоморфологических, геофизических и геологических методов. В связи с этим уместно привести высказывание И. Г. Клушина [1972] о том, что правдоподобие построений во многом основывается на согласованности результатов, полученных различными методами. Приведенные выше данные, по нашему мнению, достаточно хорошо соответствуют этому критерию, что позволяет говорить о применении морфоструктурного анализа при дешифрировании как о методе, позволяющем в значительной степени повысить объективность структурно-металлогенической интерпретации космических изображений земной поверхности.

МОРФОСТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ПРОГНОЗА В ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОМ ПОЯСЕ (НА ПРИМЕРЕ ПЕТРОЗУЕВСКОГО И УСТЬ-АМУРСКОГО РАЙОНОВ)

Интенсивные морфоструктурные исследования, проводимые на Дальнем Востоке СССР с использованием космических снимков разных масштабов, привели к открытию большого количества локальных морфоструктур центрального типа. Эти исследования позволили установить некоторые общие и частные закономерности в пространственном положении морфоструктур центрального типа и их взаимоотношения с линейными морфоструктурами, что, в свою очередь, может быть использовано для целей металлогенического районирования. Остановимся на характеристике локальных морфоструктур, диаметр которых не превышает первых десятков километров. Они расположены на юге (Петрозуевский район) (рис. 126) и севере (Усть-Амурский район) (рис. 127) рассматриваемого окраинно-континентального орогена.

В пределах Петрозуевского района, являющегося составной частью Сихотэ-Алинской вулкано-плутоногенной системы, выделяются многочисленные локальные морфоструктуры центрального типа, группирующиеся в три ряда, ориентированные согласно генеральному простиранию орогена. Для всех морфоструктур центрального типа западного ряда ведущим конформным комплексом являются гранитоиды бачелазской серии. Приуроченные к ядерным частям куполов, они сопровождаются во многих случаях метасоматическим и дайковым комплексами. Вулканогенный комплекс хотя и встречается, но не является ведущим и в большинстве случаев тяготеет к краевым частям

Рис. 126. Схема рядов морфоструктур центрального типа Петрозуевской вулкано-плутонической системы

1—3 — морфоструктуры центрального типа: *1* — купольные, *2* — кольцевые, *3* — купольно-кольцевые; *4* — части морфоструктур, погруженные под уровень моря; *5—7* — линейные морфоструктуры: *5* — глубинные разломы, выраженные разнопорядковыми элементами рельефа, *6* — зоны повышенной трещиноватости и другие разломы, выраженные разнопорядковыми элементами рельефа, *7* — грабенообразные долины

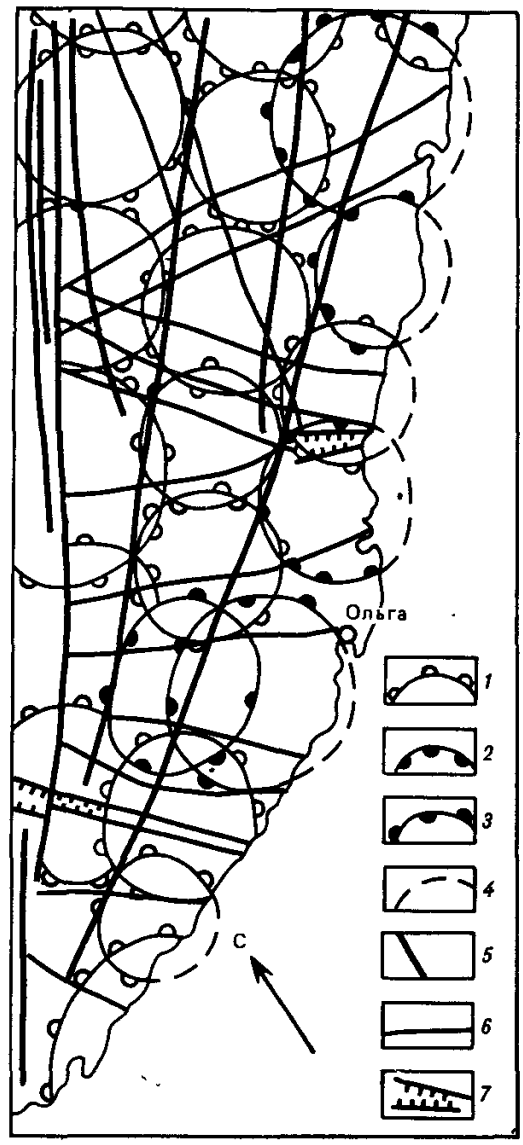
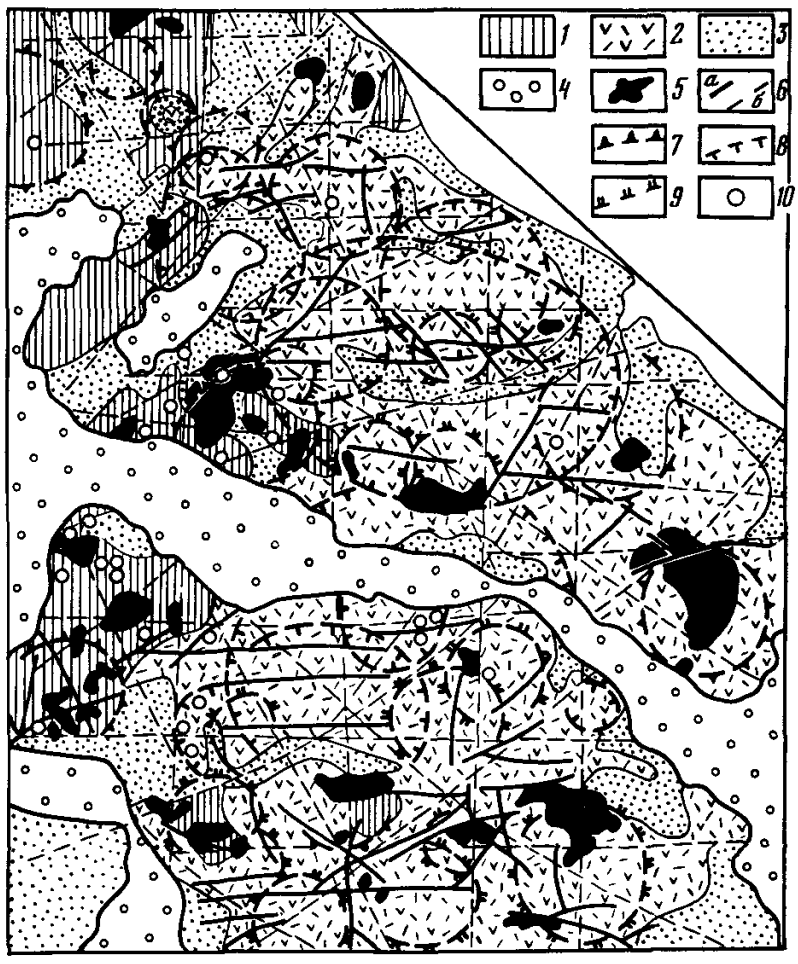


Рис. 127. Морфоструктурная схема центральной части Нижнеамурской вулканической зоны. Составлена с использованием материалов В. Э. Пилацкого, Э. П. Хохлова, В. Р. Поликанова, А. Т. Тертеряна, В. А. Кайдалова и др.

1 — складчатый фундамент; *2* — вулканогенные породы позднемелового — палеогенового возраста; *3* — рыхлые неоген-четвертичные отложения; *4* — четвертичные отложения; *5* — интрузивные образования позднемелового и раннепалеогенового возраста; *6* — разломы, установленные: *а* — при геологосъемочных работах, *б* — при дешифрировании космических снимков; *7—9* — геолого-геоморфологические границы: *7* — интрузивно-купольных морфоструктур, *8* — вулкано-тектонических депрессий, *9* — вулкано-плутонических купольных морфоструктур; *10* — месторождения и рудопроявления



куполов. Более поздние гранитоиды приморской серии редки и находятся в ассоциации с вулканогенным комплексом.

Большинство морфоструктур центрального типа западного ряда обрезается Центрально-Сихотэ-Алинским разломом. Их радиусы возрастают от 10—12 км на юге до 20—30 км на севере.

Параллельно западному ряду морфоструктур центрального типа II порядка протягивается центральный ряд. Здесь преобладают вулканогенно-плутоногенные купольные морфоструктуры, среди которых встречаются такие, где ведущими конформными комплексами являются метасоматиты и дайковые серии. Однако в большинстве случаев ведущим конформным комплексом служит вулканогенный, располагающийся в центральных частях морфоструктур. Приморские гранитоиды, представленные мелкими телами, сосредоточены главным образом в пределах внешних концентров морфоструктур. В тех случаях, когда в ядрах морфоструктур выступают блоки фундамента вулканического пояса с метасоматитами и дайковым комплексом, вулканогенные и интрузивные конформные комплексы пространственно совмещены и располагаются по периферии морфоструктур. Радиусы морфоструктур центрального типа 15—20 км. Характерно, что большинство структур этого ряда располагается в ячеях, образованных системой линейных разломных структур северо-восточного, субширотного и северо-западного простираний, подробно описанных в литературе [Новые..., 1977; Анализ..., 1979; и др.].

Восточный ряд морфоструктур сложен вулканогенными и вулканогенно-плутоногенными кольцевыми и купольно-кольцевыми морфоструктурами II порядка, находящимися в закономерном чередовании. Вулканогенно-плутоногенные морфоструктуры центрального типа разделены вулканогенными. Гранитоиды приморской серии располагаются главным образом по краям морфоструктур и только иногда сосредоточиваются в центре. Радиусы морфоструктур 20—25 км.

Сравнивая три ряда локальных морфоструктур центрального типа, можно установить следующие закономерности. С запада на восток возрастает роль вулканогенного конформного комплекса. Меловые гранитоиды бачелазской серии сменяются гранитоидами приморской серии, на самом востоке местами появляются палеогеновые гранитоиды. Средний ряд, обладая чертами двух смежных рядов, характеризуется наличием метасоматитов и обширного дайкового комплекса. Размеры морфоструктур здесь несколько меньше. Сформированный в зоне перехода от Главного синклинория к Прибрежному антиклинорию ряд морфоструктур центрального типа является своеобразной зоной перехода от вулканогенной к вулканогенно-плутоногенной и вулканогенной частям Петрозуевской вулкано-плутонической системы.

Средний ряд морфоструктур центрального типа занимает наиболее высокое гипсометрическое положение в современном рельефе, слагая осевую часть хребта Сихотэ-Алинь. Для него менее всего характерна асимметрия морфоструктур. Преобладают здесь купольные морфоструктуры. Остальные два ряда морфоструктур расположены на склонах Сихотэ-Алинского хребта.

Главный этап геоморфогенеза связан с позднемезозойскими — кайнозойскими глыбовыми движениями в этой части Сихотэ-Алинского орогена [Худяков, 1977]. Однако окончательное становление морфоструктур центрального типа каждого ряда было несколько различным. Становление западного ряда завершилось главным образом в бачелазское время. В восточном ряду этап активного конструктивного тектоно-магматического геоморфогенеза происходил в течение позднего мела и местами в раннем палеогене. Становление среднего ряда морфоструктур центрального типа относится, по-видимому, к концу бачелазского — первой половине приморского времени.

Предварительное изучение металлогенического значения рядов морфоструктур центрального типа показывает, что каждому из них свойственно преобладание рудной минерализации определенного типа. Для западного ряда характерно преимущественное развитие оловорудной минерализации, для центрального — олово-полиметаллической и, наконец, для восточного — полиметаллической и медно-молибден-полиметаллической.

При изучении морфоструктурной позиции эндогенного оруденения Усть-Амурского района использовались телевизионные космические снимки со спутника «Метеор-28» и мелкомасштабные аэрофотоматериалы. В основе геологической интерпретации данных дешифрирования телевизионных космических снимков, в частности идентификации линеаментов зонам разломов, лежат результаты исследований по выявлению соответствия объектам изображения элементов геологического строения на отдельных участках Нижнего Приамурья, различающихся разными геоморфологическими и ландшафтными характеристиками.

Аэрофотоматериалы использовались для аналогичных целей и оказались особенно эффективными при изучении строения вулканогенного чехла с выделением отдельных вулкано-тектонических структур и палеовулканических построек, аппаратов и при определении их морфологии, главных черт строения, соотношения с системами линейных разломов и т. д.

Как показали данные морфоструктурного анализа результатов дешифрирования дистанционных материалов, основную роль в пространственном распределении узлов эндогенного оруденения Усть-Амурского звена Сихотэ-Алинского вулканического пояса играют глубинные разломы и очаговые морфоструктуры центрального типа. Все известные узлы пространственно связаны с узлами пересечения соскладчатых (северо-восточных) и секущих (широтных и меридиональных) систем разломов, отвечающих зонам повышенной проницаемости земной коры, участкам повышенной тектоно-магматической активности и формирования очаговых структур [Томсон, Фаворская, 1968]. Рудовмещающие очаговые морфоструктуры характеризуются определенной металлогенической ассоциацией, обусловленной типом морфоструктуры, ее возрастом, набором продуктивных интрузивных и вулканических формаций, денудационным срезом и другими факторами.

Развитое здесь преимущественно эпитермальное оруденение пространственно ассоциируется с массивами вторичных кварцитов и пропилитов, связанных с вулкано-тектоническими структурами и палеовулканическими постройками палеоценового, эоценового и олигоценового возраста, на выделение и реконструкцию которых было направлено основное внимание

Пространственная позиция близповерхностной минерализации определяется следующими морфоструктурными ситуациями.

1. Оруденение локализуется в зонах сочленения вулкано-технических депрессий с относительно ранними консолидированными блоками и приурочено к экструзивным куполам небольших по размеру (первые километры) палеовулканических построек, заложение которых было предопределено активизацией крупных глубинных разломов и дуговых разломов внешних границ депрессионной морфоструктуры.

2. Рудопроявления располагаются в пределах опущенных блоков периферических участков вулкано-плутонических купольных структур и связаны с реликтами палеовулканических построек, тяготея к экструзиям и жерлам палеовулканических аппаратов.

3. Проявления минерализации эоценового возраста приурочены к палеоценовым вулкано-плутоническим куполам, претерпевшим перестройку в ранне-среднеэоценовый этап вулканизма. Рудоносные зоны в пропилитах и вторичных кварцитах встречаются в тесном контакте с интрузиями эоценовых липаритов и липарито-дацитов.

4. Наиболее четко устанавливается морфоструктурная позиция рудопроявлений олигоценового возраста Они локализуются в центральных кальдерных участках вулкано-тектонических депрессий эоценового возраста, в пределах которых проявлялся кислый олигоценовый вулканизм. Оруденение этого этапа образует отчетливую пространственную связь с палеовулканическими постройками олигоценового возраста, сложенными образованиями колчанского комплекса. Таким образом, приведенные данные о морфоструктурной позиции эпитермального эндогенного оруденения Усть-Амурского района могут служить основой для выработки морфоструктурных критериев металлогенического прогнозирования.

ПРИМЕНЕНИЕ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ В ИССЛЕДОВАНИИ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Применение космических снимков в исследовании структур рудных полей в силу их ограниченной разрешающей способности наиболее рационально может осуществляться для решения следующих задач: 1) уточнения геологической позиции рудных полей и месторождений и выявления локальных структурных форм земной коры, вмещающих эти поля и месторождения; 2) исследования главных рудоконтролирующих структурных элементов рудных полей и крупных месторождений; 3) изучения глубинной структуры рудных полей и районов и прогнозирования поведения рудоконтролирующих структурных элементов на глубину. Возможности решения этих важнейших задач структурного изучения рудных полей и месторождений обусловливаются такими свойствами космических снимков, как эффект генерализации и единовременный обзор площадей рудных районов и областей в целом Эти специфические особенности космических снимков хорошо известны. Ими обладают как мелко- и среднемасштабные снимки, использующиеся при металлогенических исследованиях, так и крупномасштабные.

Непосредственно с изучением структур рудных полей связан и другой вид космической информации — спектральные характеристики геологических объектов в различных зонах спектра. На этой основе, как отмечалось нами ранее [Сафонов и др., 1980], проводится разработка спектральных образов рудоносных площадей. Спектральные образы рудных полей и месторождений определяются литологическими особенностями вмещающих пород, минеральной формой нахождения в них рудных компонентов (главным образом для экзогенных и магматических месторождений), характерными ассоциациями околорудных измененных пород (для гидротермальных месторождений), видом и степенью деформированности пород и т. д.

Данные об основных элементах структуры рудных полей и месторождений позволяют выявить типовые геометрические — спектральные образы локальных рудоносных площадей, характерных для того или иного рудного района. Этот вид космической информации наиболее ценен для прямого прогнозирования рудных объектов. Однако получение такой информации наиболее сложно. Для этого необходимы качественные многозональные снимки, специальная аппаратура для их обработки.

В настоящее время для исследования структур рудных полей в основном используются обычные черно-белые средне- и крупномасштабные фотоизображения земной поверхности. Основная информация, получаемая при их обработке, касается разрывных нарушений — крупных разломов и разрывов высоких порядков. Методические особенности получения информации и использования ее для решения указанных выше задач рассматриваются нами ниже.

ИЗУЧЕНИЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

К рудоконтролирующим разрывным нарушениям мы относим тектонические швы, сопровождающиеся зонами дробления, рассланцевания или трещиноватости, резко выделяющиеся среди вмещающих пород и непосредственно влияющие на геологическую позицию эндогенных рудных месторождений и полей.

Следует подчеркнуть, что при исследовании рудных полей мы имеем дело в основном с конкретными локальными тектоническими швами, с сосредоточенными зонами дробления, а не с их совокупностями, представляющими собой региональные и глобальные разломы, о которых говорилось в предшествующих главах.

Собственно рудоконтролирующие нарушения по протяженности целесообразно разделить на три порядка: 1) разломы в десятки километров, иногда до 100 км, редко более; 2) разломы в первые километры; 3) разрывы в сотни метров.

Основным объектом исследований при геолого-структурном изучении рудных полей с помощью космических снимков являются разломы I и II порядков. Более мелкие нарушения доступны для изучения лишь в определенных случаях, например при выполнении их жилами или дайками, при развитии в их зонах гидротермально измененных пород.

Исследование рудоконтролирующих разломов является необходимой частью работ

при решении всех задач, отмеченных выше, но в каждом случае имеет свои особенности. При уточнении геологической позиции эндогенных месторождений космические снимки предоставляют возможность выявления соотношений региональных и локальных рудоконтролирующих разломов, изучения элементов блокового строения рудных областей и районов, что одинаково важно для понимания закономерностей размещения рудных полей и месторождений. Схемы дешифрирования разрывных нарушений помогают различать локальные разломы, образованные в процессе развития долгоживущих региональных разломов, и разломы, сформированные при объемной деформации блоков земной коры, отвечающих рудным районам. Такое разделение проводится на основании анализа положения того или иного нарушения относительно более крупного разлома, статистической оценки распространения разрывных нарушений определенных систем.

При изучении локальных рудоносных структурных форм эндогенного происхождения анализ разрывных нарушений проводится не только при исследовании собственно тектонических форм, но и в связи с распознаванием вулкано-тектонических и интрузивно-тектонических форм. В исследовании экзогенных рудоносных структурных форм космические снимки представляют информацию, важную для установления главных черт их морфологии и роли пострудной тектоники.

Методические особенности изучения рудоносных структурных форм с использованием космических снимков рассматриваются ниже. Здесь же следует подчеркнуть, что во всех указанных направлениях исследований важнейшее значение имеют вопросы достоверности дешифрирования разломов и анализа их кинематического типа, решаемые при совместном использовании космической и наземной геологической информации.

Оценка достоверности дешифрирования рудоконтролирующих разрывных нарушений. В большинстве случаев на схемы дешифрирования наносятся линейные элементы различного происхождения. При этом доказательства соответствия орогидрографических элементов, таких как «спрямленные элементы речной сети», разрывным нарушениям обычно не приводятся. Непосредственная проверка достоверности дешифрирования разломов путем сопоставления с геологическими картами того же масштаба, как показано в следующей главе применительно к Карамазарскому району, позволяет подтвердить достоверность дешифрирования лишь крупных разломов. В степных районах, в частности в исследованном нами Балхашском рудном районе, наблюдения на местности не позволили подтвердить обоснованность выделения и ряда крупных разломов. Выявленная здесь сложная сеть разрывных нарушений в основном подтверждается геофизическими данными — материалами аэромагнитной и гравиметрической съемок [Артамонов и др., 1971; Гендлер и др., 1973; Сафонов и др., 1980].

В целом анализ степени достоверности дешифрирования разрывных нарушений по средне- и крупномасштабным снимкам показывает условность выделения локальных нарушений, к числу которых относятся рудовмещающие и рудоконтролирующие разломы высоких порядков. Эта условность более значительна в горных районах, для снимков которых характерна и другая особенность — отображение на одном снимке лишь определенных систем нарушений. На примере того же Карамазарского района выявлено, что в зависимости от времени дня съемки, расположения теневых областей, отражательной способности горных пород и других причин на снимках избирательно отображаются те или иные разрывы. Для более качественного дешифрирования разрывных нарушений необходимо составление схем дешифрирования по нескольким разновременным снимкам с критическим подходом к полученной информации и ее увязкой с имеющимися геологическими и геофизическими данными. При использовании качественно подготовленных схем дешифрирования разрывных нарушений для изучения закономерностей размещения рудных месторождений важно учитывать также то обстоятельство, что на этих схемах отображается итоговая картина многоэтапной тектонической деятельности. В этой картине наиболее отчетливо отражается альпийская и новейшая тектоника.

Характерными признаками новейших разломов являются сравнительно незначительная суммарная амплитуда перемещений по ним (десятки — первые сотни метров), значительная протяженность (десятки — сотни километров) и отчетливая выраженность тектонического шва. Пересекая друг друга, они не испытывают заметных на космических снимках смещений или искривлений.

Альпийская и новейшая тектоническая активизация в различных регионах проявилась по-разному. Значительно омоложены эпигерцинская платформа Тянь-Шаня, каледониды Забайкалья, гетерогенное сооружение Памира. В Тянь-Шане в процессе альпийской активизации были омоложены многочисленные фанерозойские разломы широтного, северо-западного и северо-восточного простираний, ограничивающие круп-

ные сводово-глыбовые поднятия и тектонические впадины. Дифференцированные вертикальные подвижки по наиболее крупным из них, судя по мощности третичных и четвертичных отложений и по смещению донеогеновых поверхностей выравнивания, достигали нескольких километров. Амплитуда горизонтальных смещений по сопряженным с ними сдвигам также могла достигать нескольких километров. Ограниченные этими разломами блоки, вмещающие рудные поля, могли оказаться разобщенными. Это следует иметь в виду при реконструкции каледонских и герцинских металлогенических зон. Так, в Карамазарском районе сдвиги и надвиги альпийского этапа, по-видимому, представляли собой динамические пары разрывов, ступенчато сместившие или перекрывшие древние широтные взбросы и горсты. Здесь альпийское и новейшее сдвиговые поля напряжений характеризовались субмеридиональной ориентировкой оси максимального сжатия σ_3, что привело к омоложению герцинских разломов разных порядков. Амплитуды горизонтальных перемещений по наиболее крупным из них, ограничивающим рудные поля, вероятно, превышают сотни метров. Блоки более мелких рангов, размером в сотни метров — первые километры, к которым приурочены месторождения и отдельные рудные тела, мало затронуты этими перемещениями. При этом рудовмещающие внутриблоковые разрывы не испытывали сколько-нибудь значительного подновления, вследствие чего они, как правило, не проявляются на космических снимках. Субмеридиональная ориентировка оси σ_3 при субвертикальном положении оси σ_2 привела к формированию субмеридиональных раздвигов, использовавших герцинские сдвиги.

С учетом приведенных данных об особенностях отображения рудоконтролирующих нарушений на снимках и следует проводить дальнейшую обработку схем дешифрирования для конкретных рудоносных территорий.

Исследование роли разломов в размещении рудных полей. Космические снимки позволили уточнить рудоконтролирующую роль разломов как на относительно мало изученных территориях, так и в детально исследованных рудных районах.

Примером значительного прироста информации о рудоконтролирующих разломах может служить схема линеаментов кратона Карнатака (Дарварского) в Южной Индии. Мелкомасштабной геологической съемкой здесь были выявлены лишь единичные региональные разломы. Более часто фиксировались локальные разломы, в том числе в связи с нахождением вблизи их рудной минерализации. Однако соотношения указанных разломов не были изучены.

Как известно, основными элементами тектонического строения кратона Карнатака являются пояса архейских — раннепротерозойских метаморфических пород, вытянутые в субмеридиональном направлении (рис. 128). По данным индийских исследователей, кратон разделяется на два блока — восточный и западный. Их границей является крупное тело протерозойских гранитов (типа Клосепет), также вытянутое в субмеридиональном направлении.

Дешифрирование космических снимков, выполненных спутником «Ландсэт» в масштабе 1 : 1 000 000, показало широкое развитие в пределах кратона линеаментов различных порядков и простираний [Srinivasan, Sreenivas, 1977]. Четкое отражение получили разломы, субсогласные с простиранием складчатых поясов метаморфических пород, а также разломы, поперечные и диагональные по отношению к последним.

На прилагаемую геологическую карту вынесена только часть отдешифрированных линеаментов — в основном наиболее протяженные из них и лишь для основных рудных узлов — сравнительно мелкие. Линеаменты высоких порядков широко распространены в наиболее известном из индийских рудных полей — золоторудном поле Колар (см. рис. 128). Это поле, как и другие поля, расположенные в восточном блоке кратона Карнатака, приурочено к сравнительно небольшому по размерам поясу архейских зеленокаменных пород. Роль разломов в локализации оруденения здесь была неясна. Одни исследователи считали, что рудная минерализация развивалась в ходе процесса метаморфизма на фоне псевдовязких, пластических, складчатых деформаций пород. Разломы, широко развитые в рудном поле, при этом относились к пострудным образованиям. Другие исследователи, в том числе изучавшие условия залегания рудных тел в горных выработках, показывали дорудность разрывных нарушений. Данные Р. Сринивасана и Б. Л. Сриниваса по дешифрированию космического снимка показывают, что разломы северо-западного простирания, которыми ограничивается рудное поле, относятся к системе региональных разломов. Эти разломы достаточно широко распространены в юго-западной части кратона Карнатака. Геологическую позицию Коларского поля отличает развитие на данном участке также разломов северо-восточного и субмеридионального простираний.

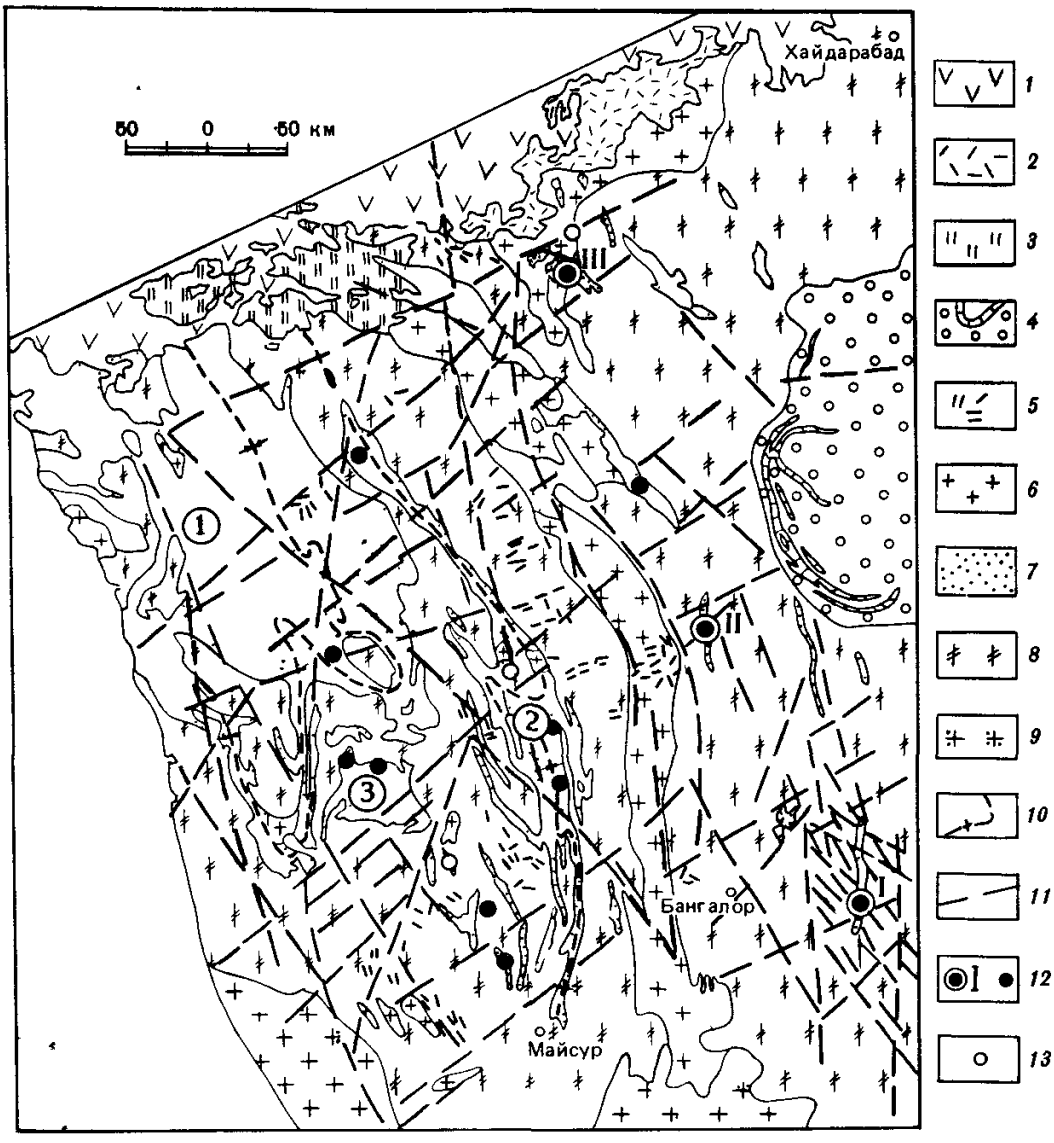


Рис 128 Схематическая геологическая карта кратона Карнатака Составлена на основе карт Геологической службы Индии с дополнениями материалов дешифрирования космических снимков [Srinivasan, Sreenivas, 1977]

1 — деканские траппы, *2* — нижнепалеозойские—верхнепротерозойские отложения серии Бхима, *3* — верхнепротерозойские отложения серии Каладги, *4* — верхнепротерозойские отложения серии Гуддапах; *5* — дайки долеритов; *6* — граниты Клосепет, *7* — породы серии Дарвар (нерасчлененные), *8* — граниты и гранито-гнейсы Пенинсула, *9* — чарнокиты; *10* — оси главных синклиналей, *11* — линеаменты; *12* — золоторудные поля· *а* — основные (I — Колар, II — Рамагири, III — Хатти), *б* — второстепенные, *13* — месторождения меди Пояса кристаллических пород 1 — Шимога-Гоа, 2 — Читалдурга, 3 — Бабабудан

Полевые наблюдения позволили нам сделать вывод о несомненном дорудном заложении разломов северо-западного и субмеридионального простираний в рассматриваемом рудном поле. Материалы дешифрирования свидетельствуют о том, что эти разломы образуют определенные системы и свойственны четко выраженному тектоническому блоку. Этот блок вытянут в меридиональном направлении примерно на 100 км и имеет ширину около 20 км. Коларское рудное поле располагается в его северо-восточной части.

Использованные нами схемы дешифрирования космических снимков кратона Карнатака представляют собой интересную информацию по геологической позиции медных месторождений, известных в Западном блоке кратона. Эти месторождения с жильным и прожилково-вкрапленным оруденением имеют четкие связи с линеаментами северо-восточного и субширотного простираний. Характерно, что рудовмещающие зоны, представленные разломами (Тинтини), зонами скалывания (Ингольда) и трещиноватости (Кальяри), ориентированы так же, как и выделенные линеаменты. Выявление связей меднорудной минерализации с зонами крупных разломов важно для дальнейшего направления поисково-разведочных работ в пределах штата Карнатака, так как в недавнее время у геологов штата преобладало мнение о литолого-стратиграфическом контроле медной минерализации. Космические снимки кратона Карнатака в настоящее время являются основным материалом для выявления и прослеживания рудоконтролирующих разломов этого региона, так как геологосъемочные работы здесь проводятся пока в ограниченном объеме.

Примеры значительного прироста сведений о рудоконтролирующих разломах в хорошо изученных рудных районах геосинклинально-складчатой Кураминской зоны и в Забайкальской области активизации приведены в последующих главах. Из накоплен-

ной информации следует выделить следующие моменты: 1) объективность картины распространения разрывных нарушений на определенной территории; 2) проявление зон скрытых разломов; 3) выявление особенностей глубинной тектоники; 4) достоверность данных о морфологии крупных разломов.

Из анализа распространенности локальных разрывных нарушений в изученных авторами рудных районах (Карамазарском, Балхашском, Восточно-Забайкальском), а также в Приморье и на других территориях [Геологические..., 1975; Анализ..., 1979] следуют, на наш взгляд, весьма важные выводы: территория каждого из изученных рудных районов в целом характеризуется равномерной тектонической нарушенностью; позиция гидротермальных рудных полей в их пределах обусловливается в основном не интенсивностью развития разрывных нарушений, а тяготением оруденения к разломам избранных систем, узлам их пересечения и т. п. Данные дешифрирования разрывных нарушений позволяют использовать статистические методы оценки степени и вида тектонической нарушенности рудоносных площадей. Методические приемы такой обработки в последнее время освещены в ряде специальных работ, касающихся разномасштабных структурных исследований [Сулейманов и др., 1978; Анализ..., 1979]. Количество используемых статистических характеристик развития разрывных нарушений у различных авторов неодинаково. Чаще всего анализируется густота и плотность развития разрывов в массе или по отдельным системам. Правомерность и целесообразность такого подхода к изучению проявлений разрывной тектоники в общем несомненны. Однако для крупномасштабных геолого-структурных исследований применение этой методики пока не дало существенных результатов, как и в ряде металлогенических работ. Это вполне объяснимо, так как простая статистическая обработка материалов дешифрирования без определения природы линейных структурных элементов и без учета тектонофизических закономерностей развития разрывных нарушений и не может дать таких результатов. Осредненные величины длин разрывов на единицу площади, т. е. частоты встречаемости таких разрывов, нередко получают без разграничения масштабов разломов (их порядков), без разделения локальных разрывов, возникавших как трещины оперения крупных разломов, и автономно развивавшихся разрывов при объемных деформациях определенных блоков Редко учитывается различие разрывных «узоров» в блоках пород различного состава, а также в тектонических блоках различной конфигурации. Иными словами, статистический анализ разрывов обычно проводится без нацеленности на выявление продуктов деформационного преобразования пород в региональном и локальных полях напряжений, различных по природе. Оторванно от реальной геологической действительности осуществляется часто и интерпретация «карт» густоты, плотности (и т. п.) разрывных нарушений. Выявляемые при этом по градиентным изменениям полей скрытые «тектонические зоны» часто рассматриваются как отражение глубинной тектоники. Во многих случаях, очевидно, такие зоны являются ложными. Корректное применение методов статистического анализа, неоднократная сверка получаемых результатов с геологическими и геофизическими данными позволяют сохранить то рациональное, что имеется в рассматриваемом способе обработки материалов дешифрирования.

Обилие предполагаемых зон разломов, выявляющихся на космических снимках, в целом привело к изменению представлений об общей «делимости» земной коры, оказавшейся значительно более интенсивной, чем предполагалось ранее. Это относится к рудным районам, расположенным в различных геотектонических областях: на древних щитах и в подвижных зонах, в складчатых поясах, вулканических областях и областях тектоно-магматической активизации.

Дешифрирование космических снимков привело к дальнейшему развитию представлений о скрытых разломах Эти представления широко известны по работам Е. А. Радкевич, И. Н. Томсона и других исследователей. В различных рудных районах были выделены такие разломы, представленные зонами рассредоточенных трещин и разрывных нарушений различных порядков. Последним часто отводилась важная роль в контроле оруденения. Однако обоснованность выделения скрытых разломов по данным геологического картирования нередко оставалась недостаточной в силу субъективности исследователей при интерпретации этих данных Космические снимки в одних случаях позволили проследить такие разломы, в других — увидеть фрагментарность зон трещиноватости, подчинение их элементам блоковой тектоники, а не линейным зонам разломов. Так, не подтвердилось существование Балей-Дарасунского разлома в Забайкалье. Напротив, на территории Карамазара выявлена серия субмеридиональных зон сгущения локальных линейных структурных элементов, которые по совокупности геологических и геофизиче-

ских данных можно рассматривать как отражение разломов фундамента [Лаверов и др., 1980]. В пределах таких зон располагаются, в частности, месторождения Алтын-Топканского скарново-свинцово-цинкового и Адрасманского полиметаллического рудных полей в Карамазаре.

Примеры этих двух рудных полей выбраны нами потому, что они приурочены к скрытым разломам различных типов. Алтын-Топканское рудное поле размещается в пределах меридиональной полосы интенсивного развития разломов северо-северо-восточного простирания. Последние могли формироваться при деформации блока пород, отвечающего зоне меридионального скрытого разлома в целом, по механизму сдвигания. В этом случае северо-северо-восточные разломы не имели прямых связей с залегавшими на глубине разрывными нарушениями меридионального направления. О наличии таких прямых связей можно говорить на примере Адрасманского рудного поля. Здесь разрозненные разрывные нарушения, как и зона скрытого разлома в целом, имеют субмеридиональную ориентировку. Однако следует подчеркнуть, что проявление субмеридиональных разломов происходило в этом рудном поле главным образом при тектонической активизации разломов северо-восточного простирания. Космические фотоснимки позволили в рассмотренных выше случаях уяснить, что отдельные разрывные нарушения, не представляющие по данным геологического картирования определенных систем, на самом деле относятся к таковым и являются отражением глубинных тектонических процессов.

Зоны скрытых разломов являются не единственными объектами-индикаторами глубинного строения рудоносных площадей, выявляемыми при дешифрировании космических снимков. На крупномасштабных снимках распознаются также унаследованные элементы структуры залегающего ниже структурного этажа или яруса. Так выявляются выдержанные системы трещин среди гранитоидных интрузивных пород. В интрузивных массивах анатектического, палингенного происхождения нередко сохраняются реликты слоистости находившихся в данном месте осадочных или вулканических пород. Эффекты генерализации позволяют видеть на космических снимках в этих случаях отражение доинтрузивной складчатой структуры. Те же эффекты дают возможность по линейным структурным элементам судить о природе локальных геофизических аномалий, отвечающих невскрытым интрузивным телам, погребенным тектоническим блокам и т. д.

Получение по космическим снимкам достоверных данных о линейной протяженности разломов в определенной мере делает более достоверной оценку проникновения разломов на глубину. Для рудоконтролирующих разломов такая оценка важна для суждения о вертикальном интервале распространения оруденения. Для разрывных нарушений высокого порядка часто используется эмпирическое правило: глубина проникновения разлома составляет не менее половины его длины по простиранию. Это правило можно применить и для рудоконтролирующих разломов I и II порядков. С таким выводом согласуются данные сейсмологических исследований. Они показывают, что эпицентры большинства землетрясений, в процессе которых в основном развиваются разрывные нарушения протяженностью в километры — первые десятки километров, располагаются на глубинах 10—20 км [Бунэ, 1971; Гзовский, 1975]. О глубинах заложения рудоконтролирующих разломов отчасти можно судить по их кинематическому типу. Методика установления последнего с использованием материалов дешифрирования рассматривается нами ниже. Здесь же следует отметить теоретические разработки по зональному проявлению разрывных нарушений в земной коре.

Большинство исследователей предполагают, что в верхних 10—15 км земной коры с глубиной происходит смена сбросов и надвигов сдвигами, а последних — взбросами. Исследование разноглубинных гидротермальных месторождений позволяет нам говорить о закономерной смене приповерхностных рудоконтролирующих сбросов среднеглубинными (2—3 км) взбросами, а последних — сдвигами. Очевидно, такие схемы изменения кинематических типов разломов могут быть различными, неодинаковыми для областей с различным геологическим развитием. Трудно согласиться только с моделью С. Стоянова [1970, 1977], в соответствии с которой на малых глубинах должны развиваться взбросы (или отрывы), а на больших — сдвиги, сбросы.

Оценка глубины заложения разломов по их протяженности затрудняется из-за сложного строения зон разломов, особенно взбросов, сдвигов. Космические снимки позволили выявить одну важную особенность строения зон крупных рудоконтролирующих разломов. На снимках Карамазарского, Балхашского, Джидинского районов отчетливо видна прерывистость линеаментов, отвечающих крупным разломам. Она проявляется при прослеживании разломов в одних и тех же ландшафтных условиях Так, известный в Карамазарском районе Железный разлом — крупный взбросо-сдвиг герцин-

ского тектонического цикла, закартированный как непрерывное нарушение, на космическом снимке отображается серией кулисообразно расположенных в одном створе линеаментов длиной в первые километры (рис. 129). Это, очевидно, связано с неодинаковой степенью тектонической проработки зоны разлома, с неодинаковым ее минеральным выполнением — различной степенью ожелезнения и окварцевания раздробленных пород. Такие факты можно считать указанием на определенную дифференциацию тектонических, прежде всего взбросовых, перемещений на отдельных интервалах зоны разлома. Учитывая дифференциацию тектонических перемещений, можно легко объяснить уменьшение амплитуды смещений по простиранию Железного разлома с юго-запада на северо-восток. Это явление часто связывается с малореальным механизмом шарнирных перемещений.

Автономное развитие на определенных этапах тектонической деятельности отдельных интервалов крупных разломов во многом объясняет развитие систем блоков в крыльях таких разломов. Выявление по космическим снимкам и геологическим данным интервалов зоны разлома, выдержанных по простиранию, особенно важно при изучении локальных рудоносных структурных форм земной коры. Оно не может не учитываться и при исследовании кинематики разломов.

Анализ кинематического типа разломов. Этот анализ выполняется при совместном использовании данных дешифрирования и геологического картирования. Его основой являются теоретические положения и экспериментальные данные о напряженном состоянии пород при деформации по механизму сдвигания [Парфенов, Жуковский, 1966; Гзовский, 1975].

Установлено, что в зоне сдвигания область развития оперяющих разрывов и складок определяется полосой максимальных касательных напряжений, ширина которой зависит от толщины сдвигаемого блока и механических свойств пород. Ориентировка локальных разрывов и направление смещений по ним определяются положением осей главных нормальных напряжений σ_{1-3} тектонического поля, заметно отличающегося по строению в средней части и на окончаниях зоны основного разлома. При простом сдвигании в условиях нагружения модели по схеме Риделя—Гзовского, так показали эксперименты на моделях из фотоупругого желатинового студня [Парфенов, 1972], зона сдвигания характеризуется неоднородным полем напряжений, которое в хрупких породах должно приводить к образованию криволинейных разрывов, ограничивающих линзовидные блоки [Парфенов, Жуковский, 1966]. Такое строение разрывных зон часто наблюдается в природных условиях. Природные тектонические поля напряжений, реконструированные для них по методу сопряженных сколов, также характеризуются неоднородной структурой.

Обобщенная схема строения сдвиговой тектонической зоны I порядка, построенная с учетом теоретических и экспериментальных данных и многочисленных природных наблюдений, приведена на рис. 130. Из нее видно, что в зоне разлома I порядка образуются вторичные оперяющие разрывы, аналогичные таковым для случаев одноосного сжатия или растяжения блока пород. Линия пересечения сопряженных сколов совпадает с осью σ_2, а сами они располагаются симметрично под углом меньше 45° к оси главных нормальных напряжений σ_3.

В средней части зоны разлома в первую очередь образуются сколы систем R, меньше R_1 и L и отрывы T (см. рис. 130). Наиболее развитыми, постоянно наблюдающимися как в экспериментах, так и в природных условиях независимо от механических свойств пород являются сколы R. В природных условиях обычно присутствуют трещины системы L. Относительно проявления системы сколов R_1 существуют различные мнения. Эти трещины, как правило, выявляются в структуре месторождений, контролируемых разломами. Однако не исключена возможность того, что за них нередко принимают поперечные сколы K, формирующиеся в хрупких породах между разрывами R в результате изменения ориентировки осей тектонического поля напряжений. Для сколов K характерны преимущественно вертикальные смещения (обычно типа взбросов и надвигов). Сколы этой системы, экспериментально воспроизведенные в хрупкой канифоли (см. рис. 130), широко развиты в структурах рудных месторождений, сформировавшихся в условиях малых и средних глубин. Вместе со сколами R они ограничивают блоки различных порядков. Образование системы сколов K, по-видимому, является обязательным условием разрывообразования в хрупких породах в связи с формированием и перемещением блоков.

Помимо сколов, в зонах сдвигания образуется система эшелонированных складок (на рис. 130 они не показаны), ориентированных под прямым углом к оси σ_3. Оси

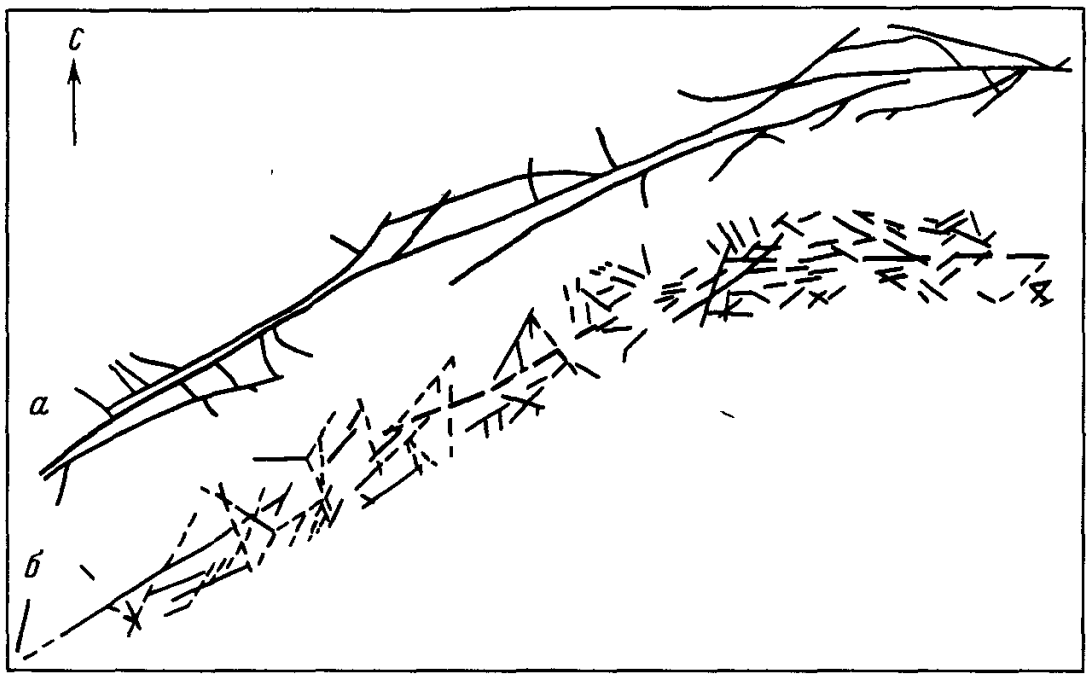


Рис. 129. Морфологическое выражение зоны регионального Железного разлома в Карамазаре

а — по данным картирования; *б* — по данным дешифрирования среднемасштабных космических снимков

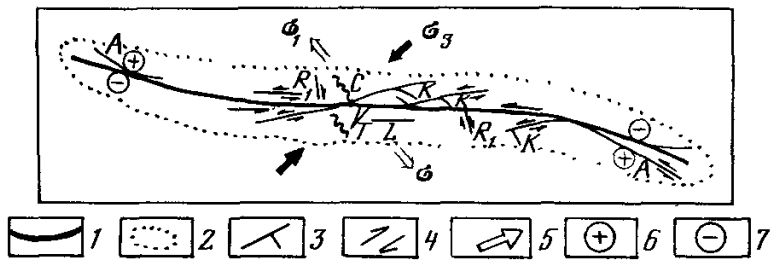


Рис. 130. Обобщенная схема строения сдвиговой тектонической зоны Составил В Д Парфенов с дополнениями по М. В Гзовскому, И П. Кушнареву, Ф И Вольфсону, А В. Лукьянову, С. Стоянову, М. А. Чинцэри

1 — основной тектонический шов; *2* — область распространения повышенных касательных напряжений; *3* — оперяющие разрывы: *A, R, R_1, K, L* — сколы, *T, C* — отрывы; *4* — направление смещения по сопряженным разрывам; *5* — плановая проекция осей главных нормальных напряжений (σ_1 и σ_3) в зоне сдвигания; *6, 7* — зоны: *6* — сжатия, *7* — растяжения. Объяснение букв — в тексте.

складок испытывают искривление по мере удаления от оси зоны скалывания, так что угол между ними постепенно увеличивается, а ундуляция шарнирных линий уменьшается. Частота и форма складок зависят от вязкости пород и величины сдвигания. Учет отмеченных особенностей строения и положения мелких складок дает дополнительную информацию о механизме деформации и полях напряжений различных порядков и уровней глубинности.

На окончаниях зоны основного скола напряженное состояние заметно отличается от такового в средней части скола. Зона высоких касательных напряжений на окончаниях основного скола обычно распадается на две-три ветви, вдоль каждой из которых возможно разрастание первичного разлома. По мере увеличения смещения по основному сместителю происходит разрастание и ветвление его, так как каждая ветвь порождает изменение положения области высоких касательных напряжений. Окончания зоны скалывания характеризуются иной ориентировкой и главных нормальных напряжений. В разных крыльях сместителя на диагонально противоположных концах его фиксируются области сжатия и растяжения (см. рис. 130), оси главных напряжений в которых ориентируются субперпендикулярно и субпараллельно его поверхности. Следует отметить, что в реальной обстановке изменение положения областей сжатия и растяжения обычно устанавливается только в зонах крупных региональных разломов.

На окончаниях зон скалывания небольшой протяженности, особенно в хрупких породах, как правило, наблюдается только ветвление. Таким образом, тип рисунка вторичных разрывов зависит как от физико-механических свойств среды, величины деформации (смещений), так и от масштабного фактора. Это отражается при анализе космических снимков различных уровней генерализации.

Наблюдаемые в природных условиях отклонения от теоретических схем вторичного разрывообразования, кроме того, объясняются присутствием структурных и литологических неоднородностей, многоэтапностью и разнонаправленностью подвижек по разломам.

Таким образом, реконструкция тектонических полей напряжений, связанных с развитием рудоконтролирующих разломов, должна осуществляться путем совместного использования космических снимков и аэрофотоснимков, геологических, геофизических и геохимических данных, полевых структурных исследований с учетом теоретических представлений о механике деформации и разрушения твердых тел.

На первом этапе работ дешифрируются космические снимки разных масштабов, выявляются разнопорядковые разрывные нарушения и их возможные парагенезисы. В пределах линейных и линейно-перистых разрывных зон фиксируются прямолинейные участки, места искривлений швов, разветвления, области окончаний разломов, которые затем исследуются на более детальных космических снимках и аэрофотоснимках при более низком уровне генерализации. На втором этапе исследований производится увязка отдешифрированного рисунка разрывных нарушений с разномасштабными геологическими, геофизическими и прочими картами. Особое внимание уделяется блокам, вмещающим известные и прогнозируемые рудные поля.

При проявлении в регионе значительных послерудных альпийских и новейших смещений необходимо реконструировать исходное (предальпийское) положение блоков. Представление о тектонических полях напряжений линейных и линейно-перистых разрывных зон может быть получено путем сопоставления наблюдаемых на космических снимках разрывов с полями напряжений, построенными по теоретическим расчетам и экспериментам.

В случае типично блокового характера структуры необходимо построить структурную схему деформации рудного поля, отражающую тип рудоконтролирующих разрывов и характер перемещений по ним.

На заключительном этапе исследований построенные схемы должны быть проверены в естественных условиях путем постановки специальных структурных и тектонофизических работ, предусматривающих установление: 1) суммарной амплитуды и ориентировки результирующего вектора смещений по разломам разных порядков; 2) числа и характера смещений на каждом этапе деформации; 3) ориентировки сопряженных трещин (даек, жил), по которым строятся локальные поля напряжений. Путем осреднения локальных полей напряжений строится региональное поле напряжений, на которое наносятся геохимические аномалии, рудоносные интрузии, поля развития метасоматитов, разломы разной глубинности. Конфигурация траекторий напряжений относительно этих элементов и прочих неоднородностей позволит сделать заключение относительно природы и механизма их образования, а также относительно позиции предполагаемых структурных ловушек.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЛОКАЛЬНЫХ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Получению качественно новой информации о геологической позиции и строении рудоносных площадей во многом способствует постановка задачи выявления локальных структурных форм, вмещающих рудные поля и месторождения.

В нефтяной геологии локальные структурные формы, вмещающие месторождения нефти, уже давно являются основным объектом исследований. В рудной геологии такой направленности в структурных исследованиях долгое время не было. Это объясняется сложностью залегания рудных тел, их ограниченными размерами, трудностью оконтуривания рудоносных площадей. Однако локальные рудоносные структурные формы выделялись для многих типов экзогенных рудных месторождений, а также для некоторых типов эндогенных месторождений. Так, при исследовании магматических месторождений и постмагматических, приуроченных к интрузивным телам, рудоносные структуры во многих случаях отождествляются с вмещающими интрузивами. Определенно выделяются также локальные вулканические структурные формы, контролирующие размещение гидротермальных руд. Рудоносные структурные формы земной коры обычно характеризуются достаточно четко выраженными геологическими границами, в связи с чем правомерность и целесообразность их выделения в этих случаях не требуют специальных доказательств. Бóльшая же часть месторождений, главным образом постмагматических, размещается в сложных по строению структурных формах, часто полигенных — интрузивно-тектонических, вулкано-тектонических, дислокационно-метаморфических. Общей их чертой является автономное формирование с частым унаследованием локальных тектонических, интрузивных и вулканических структурных форм земной коры в ходе их частичной или полной перестройки под воздействием тектонических

и гидротермальных процессов в период рудообразования. Обычно в пределах локальной структуры размещается рудное поле, в отдельных случаях — обособленное месторождение. Площадь таких форм составляет первые квадратные километры, реже — первые десятки квадратных километров.

Космические снимки, как показывают проведенные исследования и опубликованные данные, позволяют ставить задачу типизации локальных рудоносных структурных форм земной коры и разработки системы их индикационных признаков. Эти разработки являются основой накопления информации о спектрально-геометрических образах локальных рудоносных площадей и признаках их распознавания. В настоящее время имеется положительный опыт распознавания на космических снимках массивов ультраосновных пород, с которыми связаны хромитовые руды. Интересно, что на упоминавшихся выше снимках кратона Карнатака (Индия) проявились и относительно небольшие дайкоподобные тела хромитоносных дунитов и серпентинитов.

Анализ снимков территории известного Кемпирсайского массива ультраосновных пород, в пределах которого заключены хромитовые рудные тела, позволил не только уточнить форму массива, но и установить зависимость его морфологии от субмеридиональных и северо-западных линеаментов. Последние, очевидно, представляют собой крупные разломы глубокого заложения, служившие каналами поступления магматических расплавов. Состав хромитоносных ультраосновных пород, их своеобразная окраска (в связи с широким развитием серпентинитов) позволяют распознавать соответствующие массивы на обычных черно-белых снимках, а также на цветных и спектрозональных.

Следует отметить, что в платформенных областях с помощью космических снимков по косвенным признакам определяются места залегания скрытых рудоносных магматических тел. Исследователи Норильского района приводят данные о дешифрировании кольцевых структур в этом районе, а также своеобразных систем разрывных нарушений над рудоносными интрузивами. Возможно, что для районов с интенсивным проявлением траппового магматизма, к которым относится и Норильский, следует выделять интрузивно-тектонические структурные формы, представленные интрузивами и надынтрузивными складчато-разрывными элементами. Выявление последних с помощью космических снимков представляется весьма перспективным для прогнозирования рудоносных интрузивов.

При изучении тектонических рудоносных структур космические снимки, как отмечалось выше, в основном используются как материалы, представляющие собой информацию о разрывных нарушениях. Примеров применения снимков при исследовании складчатых рудоносных структурных форм пока мало. Зарубежные авторы [Геологические..., 1975] указывают случаи прослеживания складчатых толщ, вмещающих пласты железистых кварцитов. Распознавание на снимках складчатых построек с гидротермальным оруденением более сложно. Последние к тому же обычно являются комбинированными — складчато-разрывными — и поэтому трудно дешифрируемыми.

Тектонические формы, образованные разломами, на космических снимках выявляются с достаточной определенностью, но интерпретация их без использования данных геолого-структурных наземных исследований весьма затруднительна. Если выделение приразломных рудоносных блоков, локализация оруденения в пределах которых согласуется с изгибами рудоконтролирующих разломов, пересечением разломами определенных толщ и т. д., осуществляется с достаточной однозначностью, то блоковое расчленение рудных районов и выделение собственно рудоносных блоков остаются в значительной мере условными.

Схемы дешифрирования разрывных нарушений, помогающие, как показано выше, установить протяженность разломов, их кинематический тип, принадлежность к той или иной системе, существенно усиливают теоретическое обоснование блокового расчленения территории. Как известно, в настоящее время используются различные модели развития разнопорядковых нарушений. Для общей оценки блоковой «делимости» территории представляется оправданным использование формулы 2^{2n-1}, где n — порядок разлома [Геологические..., 1975]. Если учесть, что локальные рудоносные тектонические блоки оконтуриваются в пределах рудного района разломами II или III порядка, то эти блоки могут являться лишь немногими из десятков тектонических блоков, представленных на изучаемой территории.

Контрастность проявления рудоносных блоков на обычных космических снимках значительна лишь в редких случаях, при резких различиях руд и вмещающих пород по составу и по физико-механическим свойствам (рис. 131). Весьма информативными в этом отношении являются синтезированные изображения, получаемые при обработке

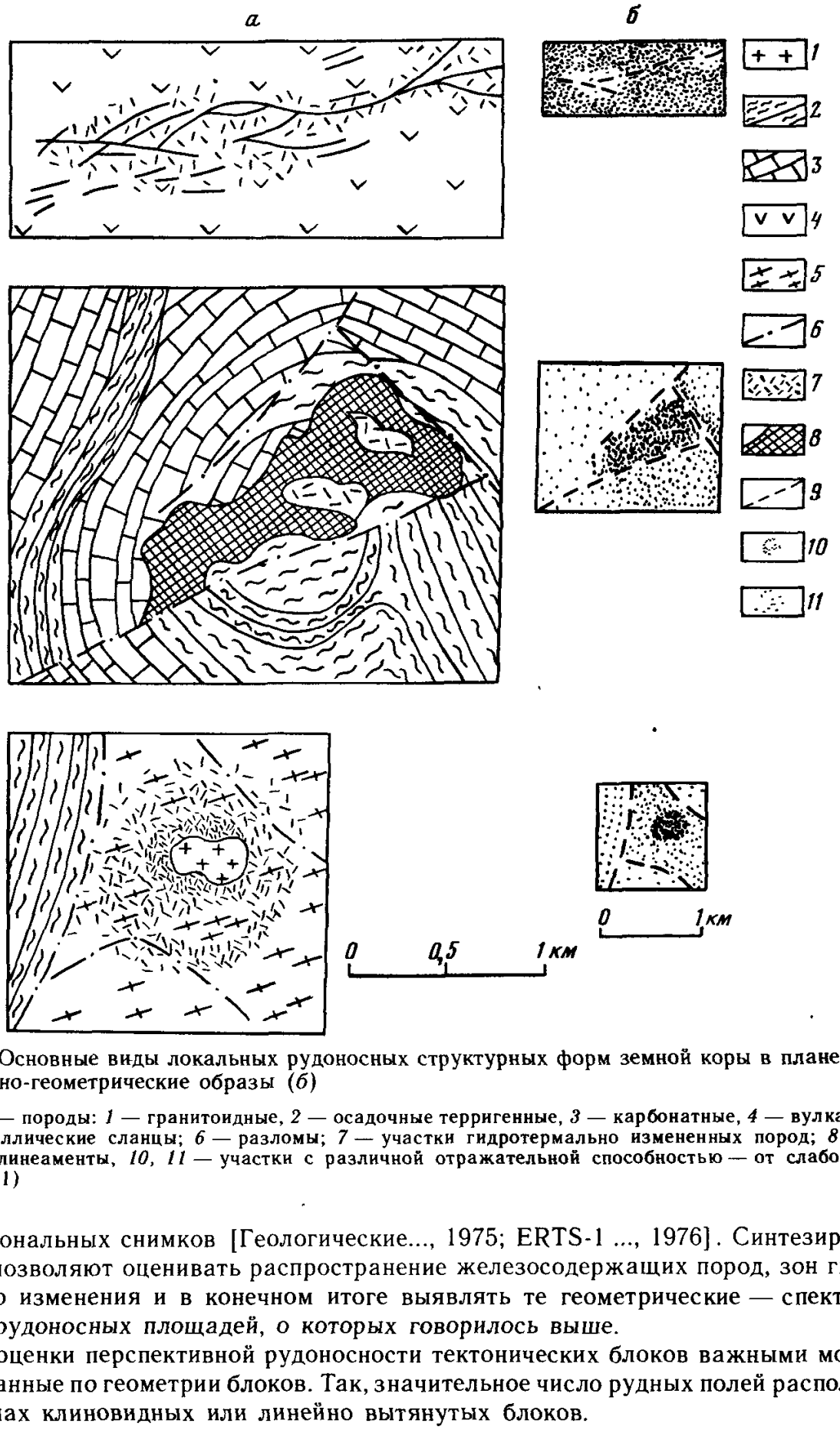


Рис. 131. Основные виды локальных рудоносных структурных форм земной коры в плане (*а*) и их спектрально-геометрические образы (*б*)

1—4 — породы: *1* — гранитоидные, *2* — осадочные терригенные, *3* — карбонатные, *4* — вулканогенные; *5* — кристаллические сланцы; *6* — разломы; *7* — участки гидротермально измененных пород; *8* — рудные тела; *9* — линеаменты, *10, 11* — участки с различной отражательной способностью — от слабой (10) до сильной (11)

спектрозональных снимков [Геологические..., 1975; ERTS-1 ..., 1976]. Синтезированные снимки позволяют оценивать распространение железосодержащих пород, зон гидротермального изменения и в конечном итоге выявлять те геометрические — спектральные образы рудоносных площадей, о которых говорилось выше.

Для оценки перспективной рудоносности тектонических блоков важными могут оказаться данные по геометрии блоков. Так, значительное число рудных полей располагается в пределах клиновидных или линейно вытянутых блоков.

Мелко- и среднемасштабные космические снимки, как отмечалось во многих работах, показали широкое развитие кольцевых структур. При анализе крупномасштабных снимков таких данных мы не получаем.

Кольцевыми очертаниями часто характеризуются рудоносные площади в вулканических областях, однако рудная минерализация в их пределах обычно тяготеет к отдельным секториальным блокам или периферическим зонам, в пределах которых проявляется и специфическое изменение пород — аргиллизация, каолинизация и т. п. Площади с метасоматитами этих видов хорошо проявляются на снимках. Если диаметр вулкано-тектонических кольцевых построек часто составляет несколько километров, то рудоносные площади в их пределах редко превышают 1 км по длинной оси.

Космические снимки используются не только для оконтуривания локальных рудоносных структур, но и для изучения их внутреннего строения, а соответственно и для

прогнозирования оруденения. Помимо прямого прогнозирования рудоносных площадей путем специальной обработки данных по отражательной способности индикаторных пород в различных областях спектра, что уже используется в настоящее время, возможно прогнозирование мест нахождения оруденения на основе тектонофизических моделей рудоносных блоков. Практически весьма важно и оконтуривание известных рудоносных площадей.

Таким образом, использование космических снимков в исследовании структур рудных районов и полей позволяет более эффективно изучать важные как в теоретическом, так и практическом отношении закономерности размещения оруденения. Совершенствование методических основ использования космических снимков для этих целей поможет более полно и эффективно использовать космическую информацию для решения многих задач рудной геологии.

Глава 30

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ СТРОЕНИЮ КАРАМАЗАРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

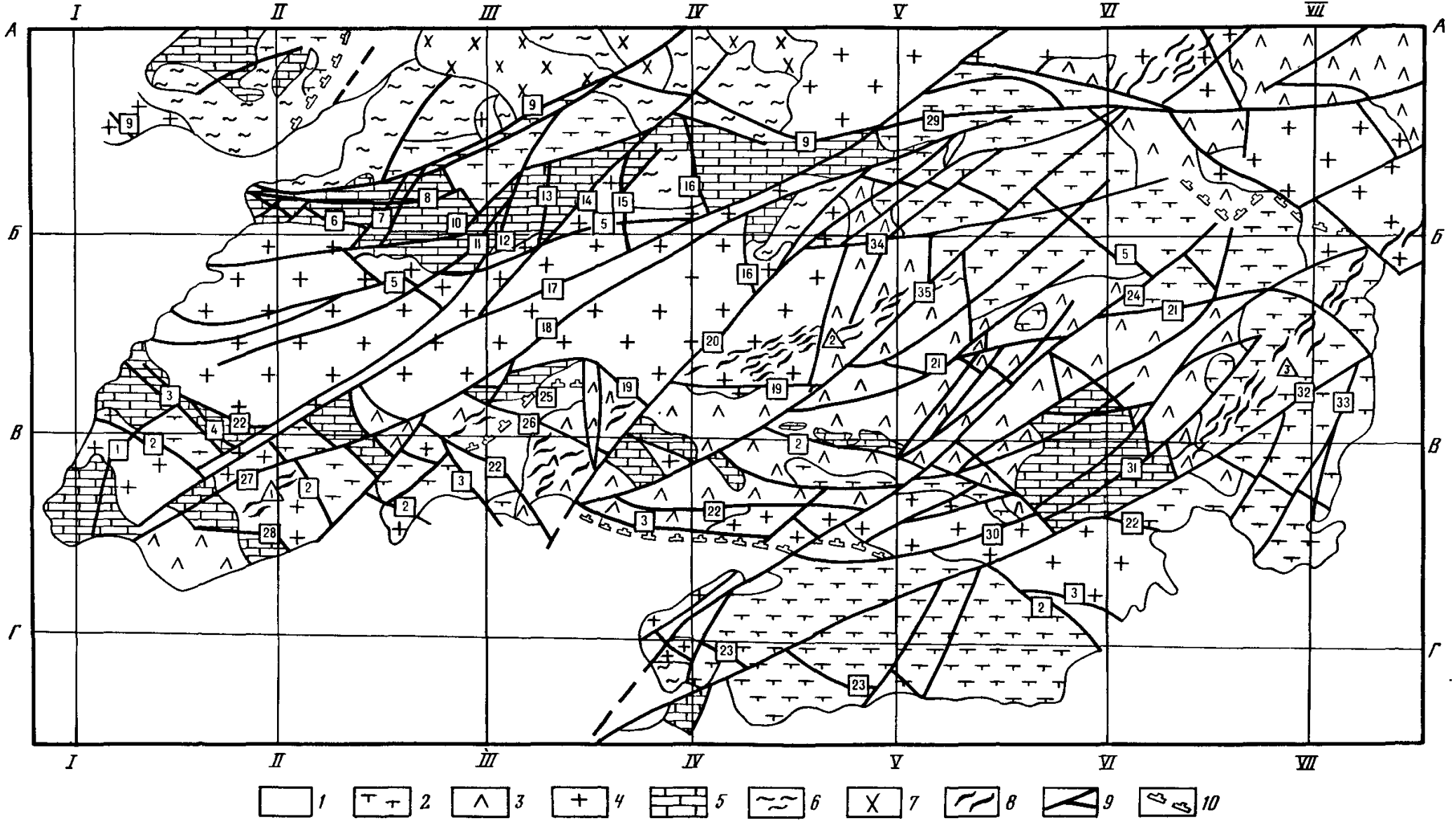
НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И ТЕКТОНИКИ РАЙОНА

Карамазарский рудный район характеризуется блоковым строением, обусловленным широким развитием дизъюнктивных дислокаций. Многочисленные разрывные нарушения неоднократно разбивали эту территорию на блоки различной формы и разных размеров, часто отличающиеся один от другого по строению и геологическому развитию в течение нескольких тектоно-магматических циклов. Сложное строение блоков обусловливается не только массовостью разрывных нарушений различных рангов, но и неоднократностью проявления движений по ним. Унаследованность перемещений по разрывам является другой типичной чертой тектоники Карамазара.

В последние годы в региональных геологических исследованиях значительное внимание уделяется крупным линейным, так называемым сквозным глубинным разломам и разнообразным кольцевым и концентрическим структурам обычно положительного знака — сводовым поднятиям (см. гл. 27, 28). Как упоминалось выше (см. гл. 28), рассматриваемый район является частью Кураминского дочернего свода, входящего в состав Западно-Тяньшаньского мегасвода, и обладает чертами концентрического строения, так как состоит из ряда секториальных блоков, ограниченных дугообразными и прямолинейными разломами. Дугообразность отдельных границ блоков незначительна и на крупномасштабных фотоматериалах не всегда устанавливается. Таким образом, при переходе от региональных исследований к локальным приходится возвращаться к традиционным представлениям о блоковом строении региона. Следует подчеркнуть, что кольцевые и концентрические структуры часто выделяются на участках развития «парных» разломов или «структурных полос», пересекаемых поперечными разрывами, а также отмечаются в местах развития оползневых явлений. Формы, размеры и происхождение этих структур здесь весьма разнообразны. Только тщательный морфологический анализ позволит отличить на космическом снимке локальный блок концентрического строения от полигонального: унаследованность концентрических и кольцевых структурных форм предопределяет необходимость разделения их по времени образования и проведения палеотектонических реконструкций.

Однако здесь уместно отметить, что предпринятая в наших исследованиях попытка реконструкции блокового строения Карамазара на момент рудообразования и на более ранние этапы исходя из его современного мозаично-глыбового строения оказалась весьма трудоемкой и практически неосуществимой из-за недостаточности данных о времени и амплитудах перемещений по разломам. Это затруднение усугубляется повторяемостью движений по зонам одних и тех же разломов, отсутствием маркирующих горизонтов или четких контактов магматических пород.

Наибольшую роль и значение в размещении гидротермальной минерализации в Карамазаре играли тектонические блоки, сформированные в позднепалеозойский период его развития. Вопросы тектонического районирования и разделения территории на блоки с определенным строением и определенной историей развития всегда имели


I
II
III
IV
V
VI
VII
А
Б
В
Г
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

важное значение при генетических и металлогенических исследованиях в Карамазаре. Актуальным является исследование глубинного строения блоков, что способствует решению многих практических задач изучения и прогнозирования месторождений в Карамазарском рудном районе.

Как и в вопросах стратиграфии, металлогении, так и во взглядах на тектонику Карамазара нет единого мнения. Ю. С. Шихин [Геология..., 1972] и другие исследователи считают, что ведущим в строении Карамазарского района является наличие удлиненных тектонических блоков типа горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. Они выделяются в виде линейно вытянутых полос, иногда называемых «структурными полосами», которые разбиты крупными секущими разрывами на ряд более мелких блоков.

В. А. Арапов [1964] выделяет лишь отдельные линейные вулкано-тектонические грабены, придавая ведущее значение наложенным кольцевым структурам типа мульд проседания.

О. М. Борисов считает определяющим в тектоническом строении всей Кураминской зоны наличие парных разломов. По его мнению, шовная зона, заключенная между двумя субпараллельными близко расположенными разломами, отличается своеобразием строения и развития, вмещает рудные месторождения, является поверхностным выражением крупных разломов глубокого заложения [Якубов и др., 1976].

Другие исследователи на основе особенностей строения отдельных блоков выделяют линейные или полигональные блоки, ограниченные разломами.

Многие исследователи Карамазара классифицировали разломы региона, учитывая целый ряд признаков: пространственную ориентировку, возраст, отношение к магматическим и рудным формациям, протяженность разломов, и выделяли иногда значительное количество систем разрывов, которым давались местные названия [Геология..., 1972].

В Карамазаре, как отмечалось, возможно выделение крупных разломов, протяженностью до 100 км и более, северо-западного, субширотного и северо-восточного простираний, преимущественно сбросо- и взбросо-сдвигов, таких как Кумбельский, Баштавакский и Железный (рис. 132), которые являются разломами I порядка.

К разломам II порядка, протяженностью в десятки километров и также являющимся сбросами и взбросами при наличии горизонтальной составляющей перемещения, относятся разрывы северо-восточного (30—50°) и восток-северо-восточного (близширотного) направлений: Алтын-Топканский, Джангалыкский, Канджольский, Кошмуллинский, Бургундинский, Редкометальный, Бирюзовый, Кошмагатский.

Значительно реже устанавливаются разломы III порядка северо-западного и северо-восточного близмеридиональных простираний, протяженностью до 10—15 км: Сардобский, Арабулакский и Меридиональный.

Разломы IV и более высоких порядков простираются преимущественно в тех же направлениях. Это, вероятно, связано с последовательным развитием их в виде трещин, оперяющих более крупные разломы северо-восточного и северо-западного простираний.

Примерно такую же сеть региональных разломов в регионе выделяют Д. Х. Якубов, М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов, отмечая системы северо-западных (каратауских) и субширотных (тяньшаньских), реже северо-восточных (поперечно-тяньшаньских) и субмеридиональных (уральских) простираний и, как весьма редкие, разломы северо-северо-западного и восток-северо-восточного направлений [Якубов и др., 1976]. Постоянство сети крупных региональных разломов Срединного и Южного Тянь-Шаня эти авторы связывают с их ранним заложением (еще в протерозое) и неоднократным

Рис. 132. Фрагмент обзорной геологической карты Карамазара (по Ю. С. Шихину, В. Н. Вашкарину и др.)

1 — терригенные и карбонатные породы мезозойско-кайнозойского возраста; *2, 3* — вулканиты кислого и среднего состава соответственно; *4* — гранитоиды позднепалеозойского возраста, *5* — терригенно-карбонатные породы среднепалеозойского возраста, *6* — метаморфизованные сланцы ордовикско-силурийского возраста; *7* — интрузии умеренно кислого состава предраннедевонского возраста; *8* — дайковые пояса (цифры в треугольниках): 1 — Такелийский, 2 — Канджольский (Бурачарский), 3 — Джеркамарский; 9 — крупные разломы (цифры в квадратах): 1 — Тутлинский, 2 — Алмабулакский, 3 — Акчагальский, 4 — Орлиногорский, 5 — Приконтактовый, 6 — Ташбулакский, 7 — Чашлинский, 8 — Каскансайский, 9 — Баштавакский, 10 — Аткулакский, 11 — Чалатинский, 12 — Алтын-Топканский (Мисканский), 13 — Андабайский, 14 — Ташгезейский, 15 — Сардобский, 16 — Арабулакский, 17 — Железный, 18 — Джангалыкский, 19 — Токмакский, 20 — Канджольский, 21 — Бирюзовый, 22 — Окурдаванский, 23 — Кенгсайский, 24 — Кошмуллинский, 25 — Бегулинский, 26 — Уткемсуйский, 27 — Редкометальный, 28 — Такелийский, 29 — Пазманский (Баштавакский, восточная часть), 30 — Чокадамбулакский, 31 — Линейный, 32 — Кызылтурский, 33 — Бадамский, 34 — Аметистовая жила, 35 — Тарыэканский; *10* — альпийские надвиги

На рис 132, 133, 135—138 АБВГ и I—VII — линии опорных широтных и меридиональных профилей

подновлением при активизации ограниченных ими полигональных тектонических блоков земной коры. Д. Х. Якубов с соавторами называют эти нарушения «транзитными», сквозными, а образуемую ими сеть разломов — важнейшим элементом блоковой тектоники.

В пределах Карамазара чаще других выделяются близширотные тектонические блоки — Северный, Центральный и Южный, ограниченные с севера Ангренским, с юга Мирзарабатским разломами, а Центральный блок отделяется от Северного и Южного Баштавакским и Окурдаванским разломами. Расположенные к югу от Мирзарабатского разлома горы Моголтау образуют самостоятельный блок [Геология..., 1972], который является проблематичным. Многие из близширотных разломов на юго-западных флангах изменяют простирание на северо-западное или северо-восточное, и, таким образом, ориентировка блоков принимает иное направление. В Восточном Карамазаре эти блоки срезаются граничными для Кураминской зоны в целом региональными Северо-Ферганским и Кумбельским разломами, вследствие чего блоки приобретают треугольную и многоугольную форму.

Кроме того, по мере геологического развития территории многие межблоковые разломы залечивались интрузиями или субвулканическими телами и в последующем становились внутриблоковыми, и наоборот: некоторые внутриблоковые разломы в результате подновления могли развиваться и дальше, разделяя блоки с различным строением

Очевидно, более правильно будет выделять тектонические блоки не только в пространстве, но и в определенных временных рамках. Такое выделение поможет более обоснованно сопоставлять строение блоков. Однако выполнить это будет довольно трудно, поскольку неоднократное повторение движений по зонам одних и тех же разломов сильно маскирует амплитуды и направление более ранних движений. Знания же только результирующих амплитуд для этих построений далеко не достаточно. Вероятно, что построения могут стать более достоверными лишь тогда, когда по большинству картируемых разломов будут накоплены точные данные о времени и амплитуде отдельных движений.

Геологическое развитие Карамазара как части Кураминской структурно-фациальной зоны подразделяется на каледонский и герцинский (или варисский) тектоно-магматические циклы и на каледонский, герцинский и альпийский орогенные этапы. Причем современный облик Кураминского хребта и гор Моголтау несомненно создан альпийским орогенезом и современным денудационным процессом.

Карамазарский рудный район имеет отчетливое трехэтажное строение, соответствующее проявившимся здесь тектоно-магматическим и тектоническим циклом: каледонскому, герцинскому и альпийскому [1].

Нижний, каледонский структурный этаж в Карамазаре сложен ордовикскими и силурийскими породами, представленными песчано-сланцево-алевролитовой толщей. Терригенный характер отложений свидетельствует о мелководных морских условиях ее накопления. В позднем силуре каледонские движения привели к формированию интенсивной линейной складчатости северо-западного простирания, внедрению гранитоидных интрузий и относительной консолидации площади. В раннем девоне проявилась вулканическая деятельность, приведшая к накоплению осадочно-вулканогенных пород, прорванных впоследствии гипабиссальными и субвулканическими межформационными интрузивами гранитоидного ряда.

Средний, герцинский структурный этаж сложен средне- и позднепалеозойскими образованиями, формирование которых началось в квазиплатформенных условиях с продвижения с запада на восток морской трансгрессии и с накопления карбонатной толщи. Позднее вследствие смены морского режима субконтинентальным и проявления интенсивного вулканизма и магматической деятельности произошло формироваие мощного позднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса. В связи с этим в Карамазаре герцинский структурный этаж отчетливо разделяется на два структурных яруса.

Нижний ярус сложен карбонатными породами среднедевонско-раннекаменноугольного возраста, смятыми в складки различных порядков северо-западного и субширотного простираний, осложненные внедрением в ядерные участки антиклиналей крупных интрузий гранодиоритового состава.

Верхний ярус сложен вулканитами позднего палеозоя. Его консолидация, усилившаяся в результате последующего воздымания территории и внедрения интрузивов,

---

[1] О *строении допалеозойского* фундамента и о более ранних циклах развития территории имеются весьма ограниченные сведения [Арапов, 1964; Рудные..., 1975].

способствовала широкому развитию разрывных нарушений и подновлению более ранних разломов. Развитие территории приобрело ярко выраженный блоково-глыбовый характер, отличающийся интенсивной подвижностью, обусловленной пограничным положением Кураминской зоны между консолидированной областью Северного Тянь-Шаня и геосинклиналью Южного Тянь-Шаня.

Разрывные нарушения верхнего структурного яруса имеют широкое распространение и существенным образом определяют его строение. Прежде всего вдоль них при внедрении интрузивов размещались фации магматических и субвулканических пород, происходили излияние эффузивов и вынос на поверхность пирокластического материала и, наконец, проникновение гидротерм и размещение рудных месторождений. Перемещения по разломам привели к изменению относительного положения тектонических блоков, к различиям в их эрозионном срезе и в итоге к различной истории их геологического развития и строения. Складчатые нарушения в верхнем структурном ярусе имеют по сравнению с разрывными подчиненное значение. Они характеризуются брахиформностью, небольшими размерами и осложняют крылья более крупных складчатых сооружений Зачастую эти складки являются конседиментационными и связаны с формированием компенсационных депрессий, в которых происходило накопление вулканитов [Арапов, 1964; Рудные..., 1975].

Верхний, альпийский структурный этаж сложен породами мезозоя—кайнозоя, сформировавшимися в платформенных условиях и представленными морскими и континентальными осадками, смятыми в процессе альпийского орогенеза в пологие сводово-глыбовые складки. Главнейшей из них в регионе является поднятие Кураминского хребта, имеющее северо-восточное простирание. Более поздние подновления разрывов (вплоть до раннечетвертичного времени) привели к разделению этих сооружений на современные горные хребты и межгорные опускания, в которых продолжается интенсивное накопление грубообломочного материала типа моласс. Таким образом, тектонические блоки, сформировавшиеся даже в самые поздние этапы развития района, имеют различную историю и строение.

ДОСТОВЕРНОСТЬ И ИНФОРМАТИВНОСТЬ СХЕМЫ ДЕШИФРИРОВАНИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ПО КОСМИЧЕСКИМ СНИМКАМ

Исходным материалом для исследований послужила схема структурного дешифрирования, составленная С. В. Порошиным [Сафонов и др., 1980] при обработке двух среднемасштабных космических снимков Карамазарского района. На схеме показаны структурные элементы, имеющие длину не менее 1 км (рис. 133). В легенде выделены элементы рельефа, трассирующие разрывные нарушения, а также отмечена степень достоверности дешифрирования нарушений. Крупные, контрастно проявленные линейные структурные элементы, как правило, представляют собой фрагменты разрывных нарушений, известных по данным геологического картирования. Это крупные взбросо-сдвиги северо-восточного простирания, такие, как Железный, Редкометальный, Канджольский, Тарыэканский (см. рис. 132). Отдельные мелкие уверенно выделяемые структурные элементы, группирующиеся в системы, отвечают участкам скопления жил и даек. Выделяется множество мелких спрямленных элементов — временных водотоков и эрозионных ложбин разнообразной ориентировки, а также отдельные протяженные элементы длиной более 4 км.

В целях оценки достоверности схем дешифрирования на первом этапе исследований проведено сопоставление схемы структурного дешифрирования с геологической картой. Сопоставление, выполненное в крупном масштабе, показало, что на схеме дешифрирования не отразились некоторые разломы широтного простирания и появились дополнительно системы мелких структурных элементов меридионального простирания. Выявились полосы и участки скопления жил и даек. В частности, проявились диабазовые пояса (системы линейно вытянутых даек восток-северо-восточного простирания) в виде трех-четырех протяженных линий соответствующего простирания (см. рис. 133). На схеме в виде систем прерывистых линий нашли отражение совокупности кварцевых жил северо-западного простирания, особенно контрастно в районе Канджол-Табошарского рудного поля. Крупные разрывные структуры, такие как Канджольский, Железный и Тарыэканский разломы, представлены прерывистыми линиями большей длины, чем на карте, и зачастую выражены фрагментарно.

Изучение геологической информативности схемы дешифрирования (см. рис. 133) проведено также путем сравнения частоты, протяженности и характера площадного

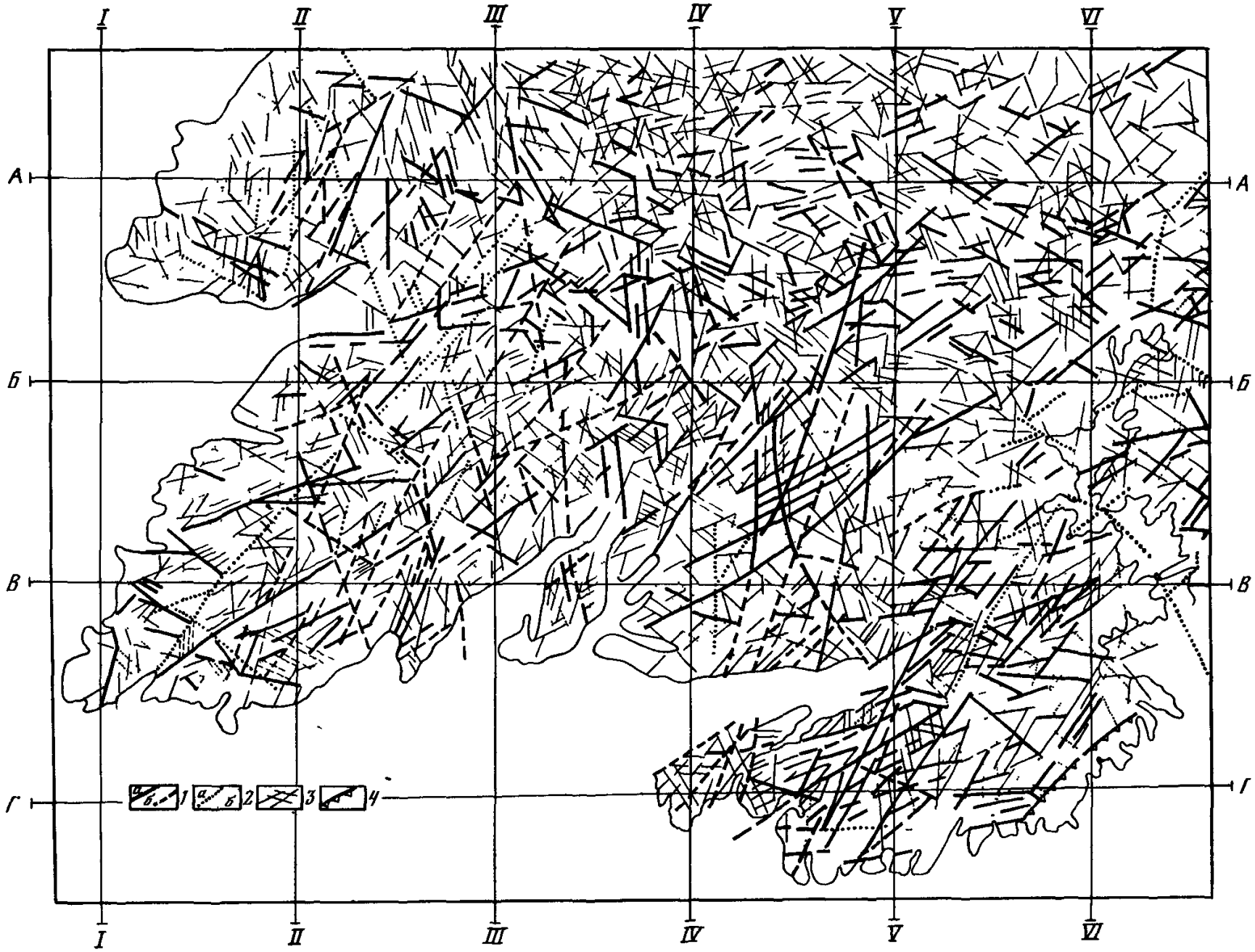


Рис 133 Схема дешифрирования разрывных нарушений Карамазара (по среднемасштабным космическим снимкам)

1 — спрямленные участки долин крупных водотоков *а* — отчетливые, *б* — неотчетливые, *2* — линейно вытянутые отрицательные микроформы рельефа *а* — отчетливые, *б* — неотчетливые, *3* — спрямленные участки долин мелких водотоков, *4* — тектонические уступы

распределения линейных структурных элементов и разрывных нарушений. Так, анализ количества структурных элементов, совпадающих с разрывными нарушениями и с рядом геологических образований (прямолинейные контакты пород, жилы, дайки, линейные складки и т. п.), показал, что 70% всех линейных структурных элементов схемы дешифрирования имеют геологическое происхождение. В том числе 35% линейных структурных элементов фиксируют зоны разломов, 20% — положение жил и даек и 15% — определяют положение мелких разрывных нарушений. Эти данные позволили в дальнейшем считать схему структурного дешифрирования приближенной к схеме разрывных нарушений, составленной по геологическим материалам.

Для оценки характера проявления известных разрывных нарушений в рельефе и ландшафте местности (и, следовательно, на схеме дешифрирования) использована упрощенная схема формализованного описания локальных и региональных разрывных нарушений. Основой для описания послужили данные по протяженности, простиранию, кинематическому типу и мощностям 130 разрывных нарушений на среднемасштабных геологической и структурно-тектонической картах, составленных под руководством Ю. С. Шихина и В. Н. Вашкарина, а также по протяженности и простиранию этих нарушений на схеме дешифрирования, показанной на рис. 133 Эти характеристики подвергнуты статистическому анализу, а именно· вычислены коэффициенты выраженности для каждого из разрывных нарушений $\left(K_{\text{В}} = \frac{\text{длина разлома на снимке}}{\text{длина разлома на карте}}\right)$, а затем определены средние значения $K_{\text{В}}$ для групп разрывных нарушений, различающихся простиранием, порядком и кинематическим типом В результате проведенного анализа получены следующие выводы.

Наиболее контрастно в ландшафте местности (и на космическом снимке) отражены гравитационные надвиги и сбросы; хуже дешифрируются древние нарушения (система взбросов субширотного простирания, заплавленных интрузивными телами), особенно сдвиги.

Сопоставление $K_{\text{В}}$, определенных для разнопорядковых разрывных нарушений, указывает на отсутствие четкой зависимости между контрастностью проявления разрывного нарушения и его длиной. Это может свидетельствовать о фрагментарности развития разрывного нарушения и обновления (а следовательно, и о более контрастном проявлении) лишь отдельных отрезков крупных разрывных структур.

Естественно предположить, что контрастность проявления разрывных нарушений на снимке находится в прямой зависимости от ширины зоны разрывного нарушения Однако при сравнении $K_{\text{В}}$, определенных для групп разрывных нарушений, различающихся шириной зоны (10, 10—30, 30—100, 100—250 м и более), такой зависимости не обнаружено.

Оценка проявления разрывных нарушений в массе линейных структурных элементов может быть получена для разрывных нарушений, различающихся отношением к оруденению. Такой анализ проведен для разрывных нарушений Канджол-Табошарского рудного поля. Для этого использованы данные общей (суммарной) протяженности для четырех групп нарушений — двух рудоносных (разломов и кварцево-рудных жил) и двух нерудоносных (разломов и даек диабазовых порфиритов), полученные по геологической карте и сопоставленные с аналогичными данными схемы дешифрирования Результаты анализа показывают, что 45% известных разрывных нарушений полностью подтверждены дешифрированием. В их числе проявилось около 40% разрывных нарушений, связанных с оруденением, остальные 60% вообще не нашли отражения на схеме. Это касается главным образом кварцево-рудных жил. Такая же пропорция характерна и для нерудоносных разрывных структур. Полученные данные позволяют сделать вывод, что в крупном масштабе степень проявления разрывных нарушений одинакова как для нарушений, не связанных с эндогенной минерализацией, так и для рудоносных разрывных структур, имеющих зоны околорудных изменений.

Общие выводы о геологической информативности схемы структурного дешифрирования, показанной на рис 133, получены при сопоставлении карты густоты линейных структурных элементов с картой густоты известных разрывных нарушений. Проведенный анализ позволил установить прямую зависимость между густотой разломов и линейных структурных элементов, отдешифрированных на среднемасштабных космических снимках.

Более детальная проверка достоверности этой схемы структурного дешифрирования проведена на двух эталонных участках На рис 134, *а* приведена схема дешифрирования одного из эталонных участков. В легенде отмечены элементы рельефа и ландшафта,

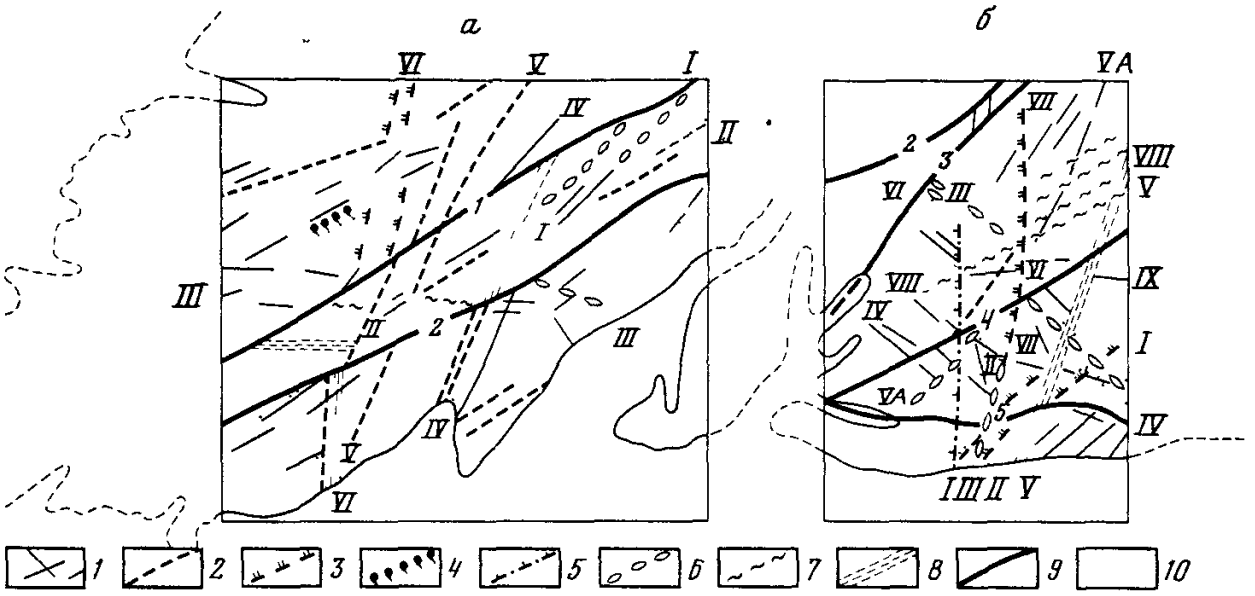


Рис. 134 Ландшафтная характеристика линейных структурных элементов для двух эталонных участков схемы дешифрирования (см. рис. 133)

Участки *а* — Алтын-Топканский, *б* — Канджольский

1 — спрямленные участки долин водотоков, *2* — системы отрицательных микроформ рельефа (мелкие уступы, седловины, «борозды»), *3* — уступы в рельефе, *4* — цепочки родников, *5* — полосы растительности, *6* — полосовидные выходы пород, отличающихся по цвету в ландшафте, *7* — системы даек, *8* — зоны повышенной трещиноватости, *9* — крупные разрывные нарушения, известные по данным геологического картирования. 1 — Железный, 2 — Редкометальный, 3 — Канджольский, 4 — Тарыэканский, 5 — Окурдаванский, *10* — линейные структурные элементы, проявляющиеся в магнитном поле *I—VI* (на *а*) и *I—IX* (на *б*) — структурные элементы, описываемые в тексте

в которых проявляется структура участка Рельеф в пределах этого участка горный, с многочисленными скальными обнажениями и редким травянистым покровом, тон растительности серовато-зеленый, за исключением саев, где находятся родники, выделяющиеся ярко-зеленой окраской. Выходы пород имеют фототон от серого до черного (в местах развития даек диабазов и диоритовых порфиритов, сопровождающихся черными каменистыми останцами и осыпями). Основные разрывные структуры участка — Железный и Редкометальный разломы.

Зона структурных элементов северо-северо-восточного простирания (см. рис. 134, *а, I*) на всем своем протяжении в ландшафте местности проявлена очень слабо, за исключением мелких отрезков сая Башкурук и участков развития розовато-серых полосчатых гранодиоритов.

Зона структурных элементов северо-восточного простирания несколько более широкая, чем предыдущая зона (см рис 134, *а, II*), одна из наиболее интенсивных и контрастно выраженных в рельефе и в рисунке гидросети этого района. Отдельные структурные элементы фиксируются на местности спрямленными отрезками водотоков и эрозионных ложбин; в районе Джангалыка они фиксируются дайками диабазовых порфиритов мощностью 2—3 м с интервалом 50—100 м.

Зона структурных элементов широтного простирания (см. рис. 134, *а, III*) на участке между Железным и Редкометальным разломами, сложенном гранодиоритами, пространственно совпадает с серией даек диабазов мощностью 7—8 м и длиной 10—15 м каждая, сопровождающихся каменистыми черными осыпями. Дополнительно эта зона подчеркивается спрямленными отрезками водотоков и эрозионных ложбин протяженностью 0,5—3 км. Восточная осевая часть этой зоны сопровождается красновато-бурой полосой пород мощностью 3—5 м, соответствующей контакту андезито-дацитовых порфиров и мелкозернистых лейкократовых гранитов. Самый южный из структурных элементов фиксируется интенсивно развитой в известняках трещиноватостью с азимутом 275°.

Зона структурных элементов северо-северо-восточного простирания (см. рис. 134, *а, IV*) — одна из наиболее протяженных зон. Она следует от пос. Джангалык на юге до Баштавакского разлома на севере Максимальную ширину, порядка 3 км, она имеет среди гранодиоритов к югу от Редкометального разлома. На этом участке структурные элементы довольно четко фиксируются фрагментами саев (длиной 300—500 м) соответствующего простирания. В местах обнажения гранодиоритов в пределах этой зоны отмечается интенсивно развитая трещиноватость с азимутом простирания 10° и протяженностью отдельных трещин до 8—10 м, не сопровождающаяся, однако, каким-либо линейными аномалиями ландшафта.

Западнее следует еще одна зона структурных элементов с азимутом простирания

30—40° (см. рис. 134, *а*, *V*), трассирующая разновозрастные геологические образования на изучаемой территории. На участке между Железным и Редкометальным разломами зона представлена интенсивно трещиноватыми породами (протяженность отдельных трещин достигает 50—100 м). Ближе к зоне Железного разлома фиксируются темные полосы каменистых гранодиоритовых осыпей северо-северо-восточного простирания. Отмечается также изменение преобладающего на участке северо-западного простирания линейных форм рельефа на субмеридиональное в пределах зоны, что фиксируется линейно вытянутыми границами почвенно-растительного покрова.

Зона структурных элементов меридионального простирания (см. рис. 134, *а*, *VI*) прослежена от пос Такели до контакта карамазарских гранодиоритов с четвертичными отложениями. На правом борту сая Сарай-Мардон, вблизи Железного разлома, она представлена трещинами меридионального простирания, которые наблюдаются в виде неглубоких борозд в гранодиоритах. Кроме того, этой зоной разграничиваются площади, различные по виду эрозионного расчленения: к западу от нее преобладают угловатые формы рельефа с многочисленными скальными обнажениями пород и каменистыми высыпками, к востоку — пологие склоны со сплошным травянистым покровом почти без скальных обнажений. Среди карбонатных пород раннекаменноугольного возраста зона характеризуется интенсивной трещиноватостью. В районе Такелийской известняковой гряды эта зона прослеживается по резкому уступу в рельефе и по мелким спрямленным отрезкам долин временных водотоков. В отдельных ее интервалах четко фиксируются одиночные тектонические трещины протяженностью до 10 м, подчеркиваемые распределением травянистого покрова. Контрастное выражение рассматриваемой зоны структурных элементов в геологических образованиях, рельефе и гидросети позволяет отнести ее к меридионально ориентированной, длительно живущей тектонической дислокации, подновлявшейся при современных сейсмических проявлениях.

Территория второго эталонного участка, схема структурных элементов которого приведена на рис. 134, *б*, представляет собой холмистую поверхность, покрытую травянистой растительностью, с редкими каменистыми обнажениями. Рельеф местности слабо расчлененный, с перепадами высот 30—50 м. По распределению высот в центральной части участка выявляется депрессия овальной формы (до 10 км в поперечнике), осевой линией которой является долина р Уткемсу. В отличие от окружающей местности депрессия характеризуется сглаженными и более мелкими формами рельефа.

Характерными геологическими объектами в пределах этого эталонного участка являются линейные дайки диабазовых порфиритов и кварцевые жилы. Участки и зоны их развития в отличие от крупных разломов проявлены в элементах рельефа и гидрографии не контрастно, а образуют скопления положительных (скорее округлых, нежели линейных) микроформ рельефа с каменистыми обнажениями. Места сосредоточения жил и даек среди устойчивых к эрозии пород имеют еще один отличительный признак — слабое в отличие от окружающей местности вертикальное расчленение рельефа в пределах их распространения.

Такие участки развития жил и даек, обладающие этим комплексом признаков, на космическом снимке отображаются в виде полосовых аномалий фототона с мелкой пятнистой структурой На схеме дешифрирования фиксируются лишь зоны их скопления, а отдельные жилы и дайки (даже в случае их значительной мощности и протяженности) не отражаются в силу их слабого проявления в рельефе и гидросети. Примером может служить крупный разлом Аметистовая жила субширотного простирания, имеющий значительные протяженность (более 25 км) и мощность (до нескольких десятков метров). Жильная зона, четко проявленная на местности большей частью в виде скального гребня с красновато-бурыми высыпками, контрастирующими с серовато-зелеными тонами почвенно-растительного покрова, при дешифрировании не выявлена. Это, вероятно, обусловлено тем, что разлом Аметистовая жила прослеживается вкрест простирания основных элементов рельефа и не подчеркивается эрозионными формами.

Иначе проявлен в пределах эталонного участка Бурочарский дайковый пояс. Эта система даек диабазовых порфиритов, следующая почти параллельно Канджольскому разлому, представлена на схеме структурного дешифрирования зоной сгущения структурных элементов (см. рис. 134, *б*, *VIII*). На местности дайки фиксируются положительными формами рельефа, сопровождающимися высыпками ожелезненных пород, небольшими по протяженности (до 20—30 м) уступами и пятнистым травянистым покровом. По сравнению с окружающей местностью рельеф в пределах дайкового пояса характеризуется очень слабым вертикальным и интенсивным горизонтальным расчлене-

нием. По данным дешифрирования отмечается смещение восточной части системы даек к югу по меридиональному структурному элементу (см. рис. 134, *б, VII*).

Как показали результаты полевых исследований, ландшафтные критерии проявления известных по геологическому картированию разрывных нарушений аналогичны таковым для выявленных на космических снимках структурных элементов и зон их сгущения. Вероятно, что не закартированные ранее структурные элементы и зоны их сгущения, совпадающие с участками развития даек и трещин, большей частью представляют собой разрывы, слабо фиксирующиеся в современном рельефе. Однако встречаются и такие структурные элементы, которые подчеркиваются уступами в рельефе и, возможно, отражают разрывы. Последнее, видимо, связано с развитием нарушений, существенно подновленных неотектоническими процессами.

Характерно, что в ряде случаев линейные структуры, не имеющие контрастного выражения в геологических образованиях на земной поверхности, отчасти отражаются в магнитном поле района, четко прослеживаясь (см. рис. 134, *а, II, III, IV*; *б, IV, VI*) в конфигурации изоаномальных линейных градиентов магнитного поля в виде цепочек локальных аномалий. Наиболее контрастно в строении магнитного поля фиксируется зона структурных элементов северо-западной ориентировки на втором эталонном участке (см. рис. 134, *б, VI*). Она прослеживается в виде фрагментов резких линейных градиентов магнитного поля, смещенных по крупным разломам северо-восточного простирания (Тарыэканскому, Канджольскому), а также трассирует разновозрастные геологические образования за пределами участка. Эта зона сгущения структурных элементов сопровождается полосами гидротермально измененных пород и фрагментарно подтверждается локальными разрывными нарушениями, выявленными при крупномасштабном геологическом картировании.

Интересной особенностью меридионально ориентированных структурных элементов является то, что каждая из дешифрирующихся на снимках зон на всем своем протяжении сопровождается уступом в рельефе, что фиксируется в интенсивности и рисунке эрозионного расчленения территории. Так, наибольшим расчленением характеризуется блок, расположенный к западу от Такелийской меридиональной зоны (см. рис. 134, *а, VI*), что на местности отмечается широко распространенными здесь каменистыми осыпями. Эти же признаки характерны и для блока, заключенного между двумя протяженными структурными элементами на втором эталонном участке (см. рис. 134, *б, III* и *VII*). Блок имеет западную (Канджольский разлом) и восточную (Тарыэканский разлом) границы и отличается от окружающей местности сильно врезанными саями и более густой эрозионной сетью. Эти факты позволяют предположить, что как меридиональные зоны структурных элементов, так и отдельные протяженные структуры относятся к неотектоническими, возможно унаследованным, зонам скрытых разломов.

Итак, сопоставление схемы структурного дешифрирования космических снимков Карамазарского рудного района с данными геологического картирования и результаты полевых исследований позволяют сделать заключения о достоверности и информативности схемы.

В процессе исследований выявилось, что основными элементами ландшафта, благодаря которым можно выделять разрывные нарушения на космических снимках крупного масштаба, являются рельеф и гидросеть. Вне зависимости от протяженности и мощности зоны разрывных нарушений, которые фиксируются на местности преимущественно тоновыми аномалиями ландшафта (почвенно-растительным покровом, каменистыми высыпками пород, контрастирующими по цвету с окружающей местностью; см. рис. 134, *б, II, VA*), при дешифрировании крупномасштабных снимков подтверждаются не всегда или неполностью.

Большинство линейных структур, выявляемых на космических снимках, отражают разнопорядковые разрывные нарушения. Меньшая часть из них также совпадает с прямолинейными участками геологических границ, не связанных с разрывными структурами. При этом последние имеют фрагментарное выражение и составляют малый процент (30%) от общего числа отдешифрированных структур.

Характер проявления разрывных нарушений, известных по данным геологического картирования, на снимках различен. Так, имеются ярко выраженные протяженные зоны крупных разломов и нарушения, которые можно продолжить, так как короткие разрывы, расположенные вдоль одной линии, могут быть соединены в единые зоны. Некоторые зоны, имеющие слабое выражение в ландшафте, не отражены на снимках вообще.

Сопоставление позволило также определить природу вновь выявленных зон структурных элементов на изучаемой территории. Так, субширотные зоны находят хорошее

выражение в спрямленных элементах рельефа и гидросети, на отдельных интервалах подтверждаются элементами геологического строения (дайками, трещиноватостью пород, литологическими контактами) и отражаются в строении магнитного поля, что, вероятно, указывает на их тектоническую природу. Меридиональные и субмеридиональные зоны структурных элементов и отдельные протяженные элементы других простираний, не имея столь явного отражения в геологическом строении территории, хорошо проявляются в ландшафте местности, зачастую фиксируются в поле высот современного рельефа и фрагментарно — в магнитном поле. Это позволяет предположить их неотектоническое происхождение. Вновь выявленные линейные элементы северо-восточного простирания в большинстве случаев могут рассматриваться как оперяющие: они сопровождают зоны крупных разрывных нарушений. Северо-западные зоны структурных элементов в большинстве своем имеют тектоническую природу, на что указывают приуроченность к ним зон гидротермального изменения пород, контрастное проявление в них аномалий магнитного поля этого направления и распределение линейных аномалий ландшафта.

Построение и анализ карт разрывных нарушений и линейных структурных элементов показывают наличие прямой связи между густотой структурных элементов на космических снимках и разрывных нарушений, известных по данным крупномасштабного геологического картирования.

Таким образом, результаты сопоставления схемы структурного дешифрирования с геолого-геофизическими данными и полевой проверки позволили обосновать возможность ее использования в качестве основы схемы разрывных нарушений Карамазарского рудного района в дальнейшей работе.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КАРАМАЗАРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА И СТРУКТУРНЫЕ ПОЗИЦИИ НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Как уже неоднократно отмечалось, при применении космических снимков в геологических исследованиях эффект генерализации структурных элементов может способствовать проявлению на снимках глубинного строения различных участков земной коры. Последнее обычно не улавливается наземными методами без постановки специальных геологических или геофизических работ регионального, локального плана либо тех и других вместе. Используя возможности космических методов, можно перейти от изучения обширных участков земной поверхности к изучению меньших площадей, составляющих первые сотни — первые десятки квадратных километров, т. е. соответствующих наиболее часто встречающимся размерам рудных полей.

Рассмотренные ниже материалы по глубинному строению Карамазарского рудного района позволяют дать геологическую основу при разработке разных методических приемов использования результатов дешифрирования разномасштабных космических снимков этой территории. Вместе с тем возможно применение схемы дешифрирования для выявления новых линейных элементов структуры, для разделения территории на тектонические блоки и характеристики строения этих блоков. В качестве исходной предпосылки подобных построений постулируется упоминавшееся выше (см. гл. 28) предположение, что протяженность разрывных нарушений по горизонтали по крайней мере вдвое превышает их проникновение на глубину.

Интенсивная тектоническая нарушенность блоков, обусловленная развитием густой сети разрывных нарушений или мощных зон мелкой трещиноватости, в результате эрозионных процессов может привести к формированию пониженных и сглаженных форм рельефа. При значительных размерах таких площадей, особенно при нахождении крупных разрывов или зон трещиноватости в однородных по физическим свойствам породах, они отчетливо отображаются на аэро- и космоснимках. Так, на большей части Канджольского рудного поля вдоль Джангалыкского, Редкометального и Канджольского разломов отмечается пониженный, со сглаженными формами рельеф. Этот же тип рельефа отмечается в отдельных частях Адрасманского рудного узла.

Далее приводится сопоставление схемы дешифрирования разрывных элементов Карамазара (см. рис. 133) с геологическим строением района Для этого отдешифрированные линейные элементы рельефа, бóльшая часть которых интерпретируется как разрывные нарушения, разбивались на группы по протяженности и определенным направлениям, называемым «избранными». Густота и протяженность избранных линеаментов различных рангов позволили дифференцировать полученные данные дешифриро-

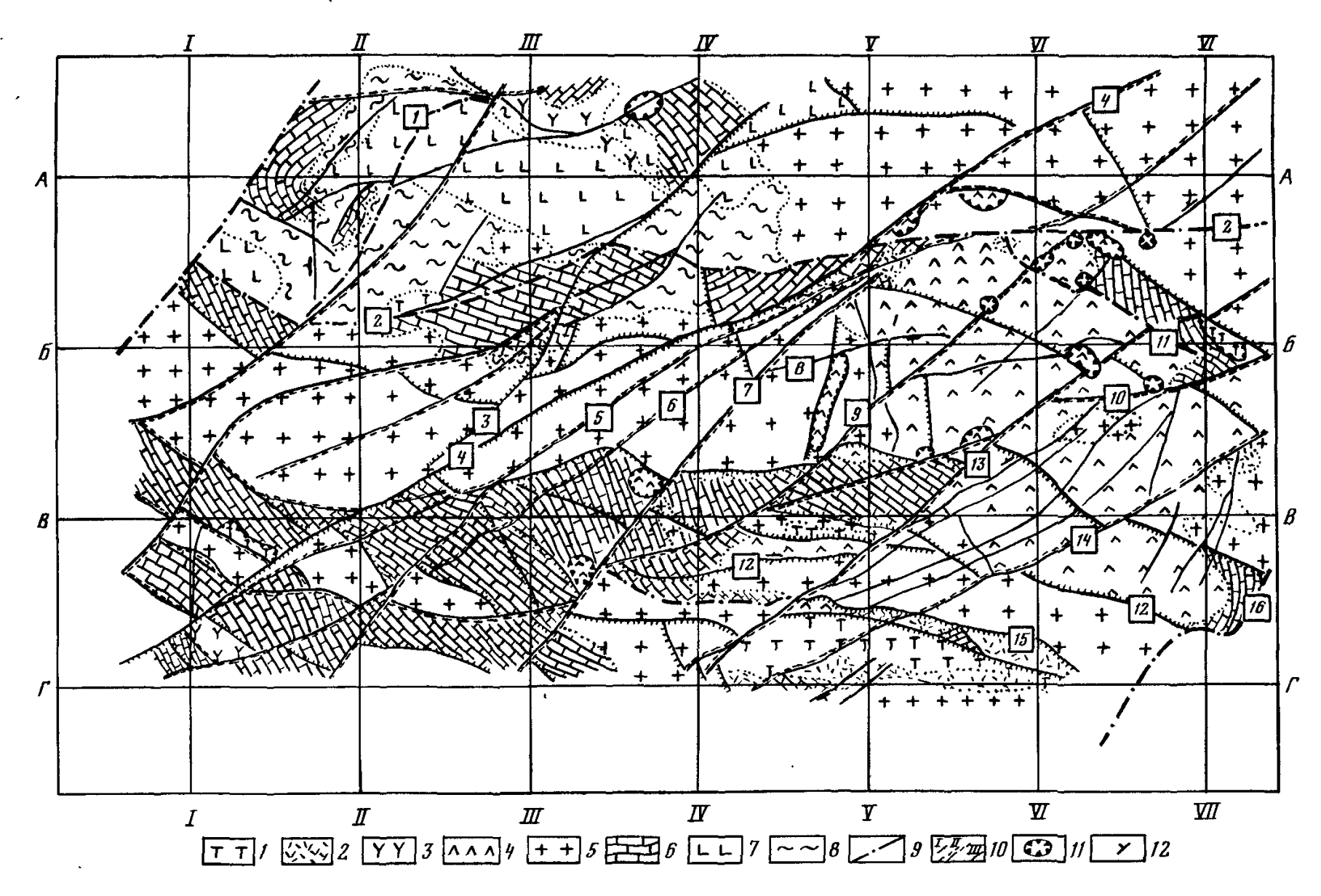

I
II
III
IV
V
VI
VII
А
Б
В
Г
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

Рис. 135. Схема глубинного блокового строения Карамазара

1 — позднепермские и раннетриасовые субвулканические интрузии субщелочного, кислого и среднего состава; *2* — верхняя толща позднепалеозойских вулканитов; *3* — позднекаменноугольные и предпермские интрузии кислого и среднего состава (гушсайский тип); *4* — средняя толща позднепалеозойских вулканитов; *5* — среднекаменноугольные интрузии гранитоидов (карамазарский тип); *6* — среднепалеозойские известняки, мергели и песчаники и нижняя толща позднепалеозойских вулканитов; *7* — предраннедевонские абиссальные интрузии умеренно кислого состава и предсреднедевонские субвулканические и гипабиссальные интрузии субщелочного и среднего состава; *8* — ордовикско-силурийские сланцы и песчаники и предраннедевонские вулканиты; *9* — крупные тектонические нарушения, заложенные или подновленные в альпийское время; *10* — разломы I, II, III порядков (штрихи и риски со стороны висячего крыла), заложенные в палеозое; *11* — предполагаемые вулканические каналы; *12* — элементы залегания. Крупные разломы (цифры на схеме): 1 — Калканатинский, 2 — Баштавакский, 3 — Алтын-Топканский (Мисканский), 4 — Железный, 5 — Джангалыкский, 6 — Редкометальный, 7 — Канджольский, 8 — Аметистовая жила, 9 — Тарыэканский, 10 — Бирюзовый, 11 — Аккурский надвиг, 12 — Окурдаванский, 13 — Кошмуллинский, 14 — Кызылтурский, 15 — Акчагальский, 16 — Северо-Ферганский

вания, провести их сравнение с геологическим строением соответствующих участков (рис. 135—138).

В итоге таких сопоставлений наметились тектонические блоки, выделенные по космическим данным, и их взаимоотношения и внутренние связи с блоками, выделенными по геологическим данным.

При написании данного раздела автором были использованы многие литературные источники по геологии и оруденению Карамазара и Кураминских гор в целом и результаты многолетних личных наблюдений. Основой схем (см. рис. 133—138) послужили Структурно-тектоническая схема Западного Карамазара и гор Моголтау, составленная Ю. С. Шихиным, В. Н. Байковым, В. В. Михайловым и А. А. Починок [Геология..., 1972], и обзорная геологическая карта Карамазара (см. рис. 132), составленная Ю. С. Шихиным, В. Н. Вашкариным и другими в 1976 г.

В процессе проведения работы составлялась серия параллельных геологических разрезов широтного направления, отстоящих один от другого на интервалы, равные 10 км, и серия таких же профилей меридионального направления через весь Карамазарский район (см. рис. 136, 137). На разрезы выносилась геологическая ситуация на глубину до 4—7 км. Естественно, что наиболее достоверными являются части профилей, которые ближе к дневной поверхности и которые отражают результаты наземных геологических исследований. Глубинные же участки профилей изображены весьма приближенно. Однако наличие систем профилей двух взаимно пересекающихся направлений позволяет в какой-то мере корректировать эти построения, а также помогает созданию представления о внутреннем строении различных участков района.

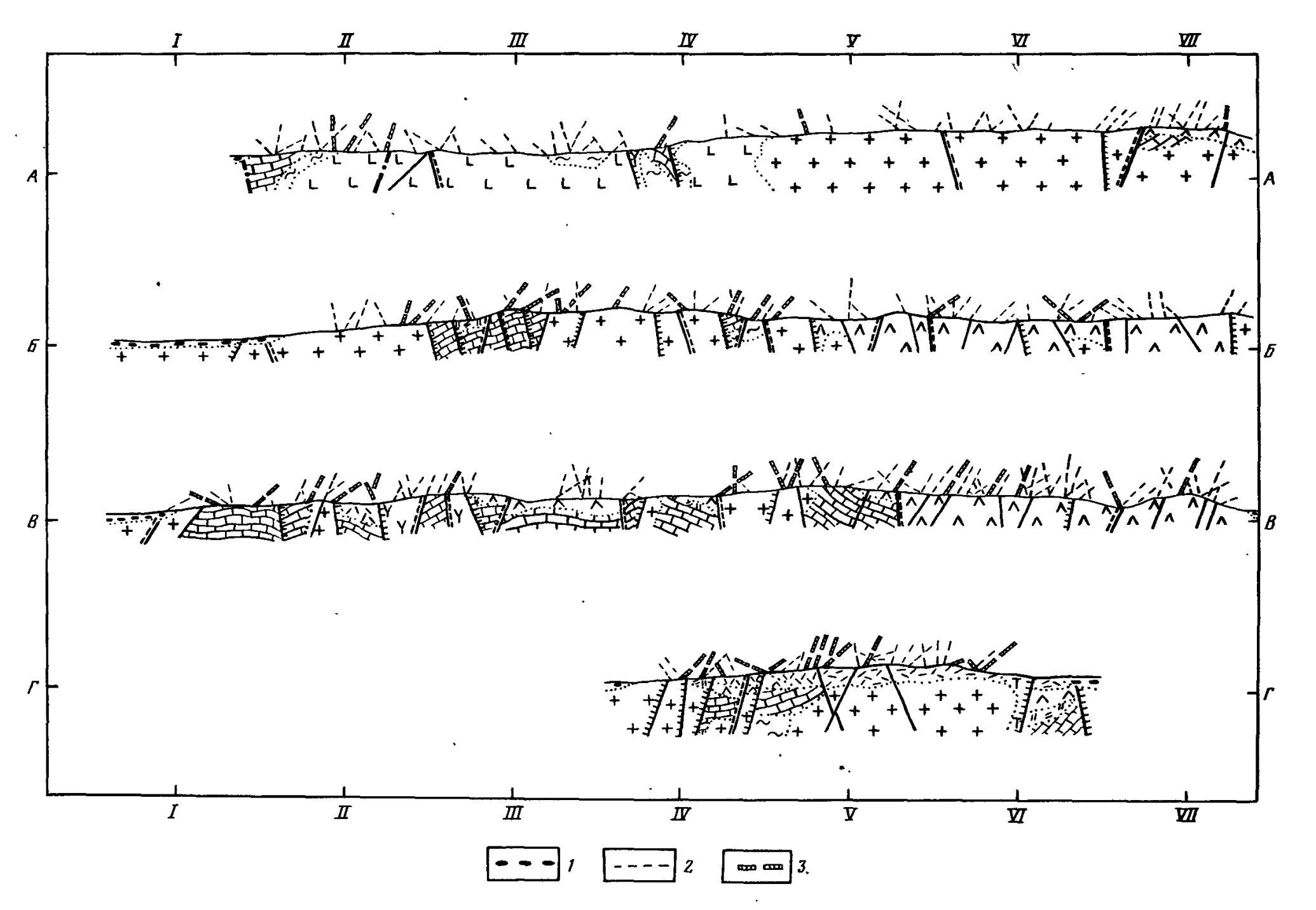
Взятые со схемы дешифрирования разрывных нарушений Карамазара (см. рис. 133) тектонические элементы дифференцированы по протяженности на пять групп: 0—1, 1—3, 3—5, 5—8 и более 8 км. Они переносились с сохранением их пространственного положения на геологические разрезы в точках, соответствующих местам пересечения разломов с линиями разрезов (см. рис. 136, 137), продолженных на схеме дешифрирования в том же масштабе, что и сами разрезы на карте (см. рис. 132, 133, 135). Все разломы, пересекающиеся с разрезами, выносились на обе — широтную и меридиональную — системы разрезов. Такими взаимопересекающимися под прямым углом системами профилей, проведенными друг от друга через 10 км, была охвачена площадь Западного и Центрального Карамазара в той его части, на какую имелась схема дешифрирования.

Полученная картина распределения вдоль систем профилей отдешифрированных элементов структуры дает достаточно наглядное представление об их количестве и взаимных соотношениях. А при совмещении линейных элементов с геологическим разрезом (непосредственным нанесением на профиль или вычерчиванием на прозрачной основе и при последующем ее наложении на разрез) создается представление о связи данных элементов с глубинным строением территории.

В результате наметились следующие достаточно устойчивые особенности размещения отдешифрированных элементов [1].

Линеаменты размером 1—3 и 3—5 км, как правило, встречаются совместно, но распределены вдоль профиля неравномерно: устанавливаются как участки относительного сгущения линеаментов, так и интервалы почти полного их отсутствия. В больших количествах они чаще отмечаются на участках развития позднепалеозойских вулканитов,

[1] Мелкие тектонические разрывы, протяженностью до 1 км, из-за малых размеров изображения редко попадают на линию самого профиля. Поэтому в их распределении не устанавливается какой-либо закономерности вследствие применяемой нами методики, и они исключаются из рассмотрения.


I
II
III
IV
V
VI
VII
А
Б
В
Г
1
2
3

несколько реже — силурийских сланцев и среднепалеозойских карбонатных пород. Относительно короткие интервалы развития нарушений данной категории встречаются и среди интрузий гранодиоритов, но там, где в последних отмечаются крупные блоки или ксенолиты кровли более древних пород. Максимальное сгущение и даже некоторое преобладание линеаментов протяженностью 3—5 км наблюдаются в местах залегания вулканитов значительной мощности либо, при небольшой мощности эффузивов, над участками погребенных под ними контактов разнородных пород (например, гранодиоритов с известняками или со сланцами). Таким образом, имеется определенная зависимость количественного и пространственного распределения дешифрирующихся на космических снимках линейных элементов от строения (и в первую очередь глубинного) рассматриваемых участков земной коры. Возможно, что установленные зависимости имеют более глубокие внутренние связи. Учитывая высказанное ранее предположение, что отдешифрированные на космических снимках линейные элементы структуры прослеживаются на глубины, равные 1/2 их протяженности, можно отметить удовлетворительное подтверждение этого положения наблюдаемыми фактическими данными. Так, протяженность разломов 1—5 км соизмерима и не превышает мощности рассекаемых ими эффузивных или осадочных толщ. Более того, можно предположить, что возникновение разломов данной категории связано с деформациями самих вмещающих толщ, поскольку лишь отдельные разломы уходят за пределы этих толщ на большую глубину.

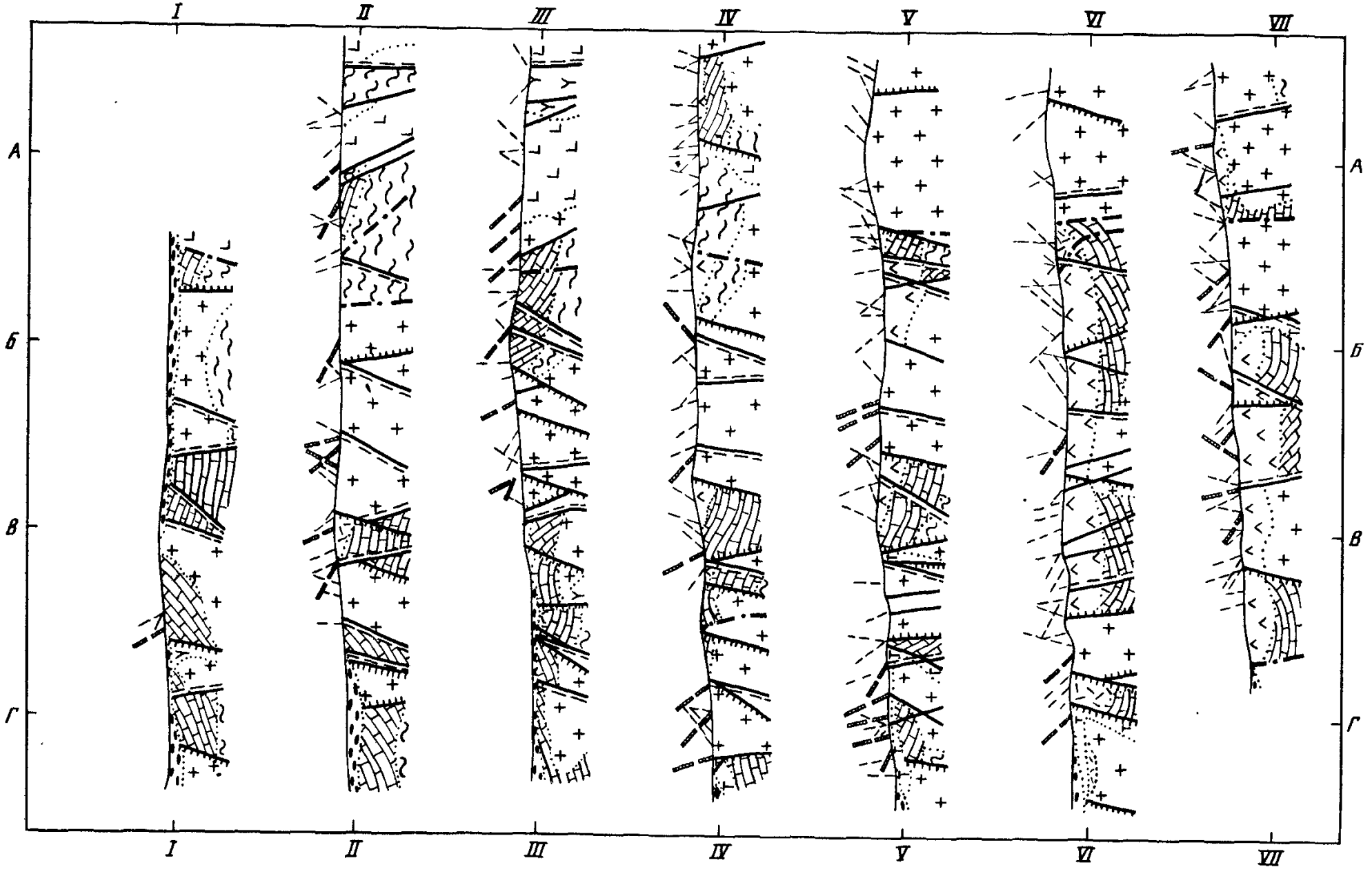
Линеаменты протяженностью 5—8 и больше 8 км встречаются более разрозненно, чем линеаменты предыдущих групп. Для них отмечается четкая приуроченность к участкам, сложенным интрузивными породами, главным образом гранодиоритами карамазарского типа. В отдельных местах на гранодиоритах отмечаются покровы эффузивов небольшой мощности. Здесь протяженные линеаменты наблюдаются совместно с более короткими. Следовательно, достаточно четко выступает взаимосвязь протяженности разрывного нарушения и глубинного строения участка. Обычно устанавливаемая или предполагаемая мощность лакколитообразных интрузивов гранодиоритов достигает 3—8 км. Секущие их разрывы имеют протяженность, близкую к этой величине. На существование указанной зависимости степени проявления разрывных нарушений от строения блоков и состава слагающих их пород, принадлежащих к различным структурным ярусам, указывалось нами и ранее [Сафонов и др., 1980].

Отмеченные закономерности распределения дешифрируемых структурных элементов можно использовать в качестве вспомогательного материала при тектонических и металлогенических исследованиях.

Перечисленные особенности распределения отдешифрированных линейных структурных элементов на имеющейся схеме позволяют наметить ряд блоков, иногда значительно большей площади, чем размеры одной или нескольких отдельных «структурных полос». Межблоковыми границами являются разрывы северо-западного, близширотного и северо-восточного направлений. Меньшее значение имеют, вероятно, более ранние, впоследствии залеченные нарушения меридионального направления. Роль последних в тектонической перестройке структуры Карамазара прояснится, если провести тектонические палеореконструкции его тектонического строения. При этом следует учитывать, что мы фиксируем результирующие амплитуды относительных разновременных смещений соседних блоков за все этапы палеозойской истории геологического развития. В южной части Карамазара приразломные юго-восточные блоки были перемещены к северо-востоку относительно приразломных северо-западных блоков на 10—15 км. Скорее всего, эта цифра, вытекающая из суммирования амплитуд по многим северо-восточным и близширотным разрывам, значительно меньше вследствие деформирования блоков на флангах и смещения их по оперяющим или поперечным сопряженным нарушениям в вертикальном направлении. Перемещая соседние блоки в направлении, обратном зафиксированным амплитудам, можно представить картину тектонического строения Карамазара в период максимального рудообразования и в более ранние этапы его развития. Подобная реконструкция позволяет наметить в Карамазаре три крупных блока меридиональной ориентировки — западный, средний и восточный. Западный блок включает горы Калкан-ата, Алмалыкский рудный район, юго-западное окончание

Рис. 136. Опорные профили широтного направления (к схеме глубинного блокового строения Карамазара; см. рис. 135)

1 — современные и мезозойско-кайнозойские терригенные и морские образования; *2* — тектонические нарушения протяженностью 1—5 км, отдешифрированные по космическим снимкам, пересекающие линии опорных профилей и положение их (в плане) за плоскостью разреза; *3* — то же, протяженностью 5—8 км и более. Остальные условные обозначения см. на рис. 135


I
II
III
IV
V
VI
VII
А
Б
В
Г

Кураминского хребта и горы Моголтау. В средний блок входят северный склон Кураминского хребта (восточнее Алмалыка), Центральный и Южный Карамазар до водораздела рек Карамазар и Долона. Восточный блок расположен за пределами рассматриваемой территории.

Отличительная особенность западного блока — широкое развитие и выходы на поверхность наиболее древних пород — силурийских песчаников и сланцев, раннедевонских эффузивов и прорывающих их гранитоидов. Не менее широко развиты и среднедевонско-нижнекаменноугольные известняки, и среднекаменноугольные гранодиориты карамазарского типа.

Перечисленными выше породами образованы нижний и средний структурные этажи, залегающие на допалеозойском фундаменте, местами близко (3—4 км) подходящем к дневной поверхности. Эти породы смяты в складки преимущественно северо-западного простирания, в ядра которых произошло внедрение вначале раннедевонских, а затем и среднекаменноугольных гранитоидов. В результате развития соскладчатых и постскладчатых разрывных нарушений западный блок оказался разделенным на меньшие по площади линейно вытянутые блоки (или полосы) северо-западного простирания. Дифференцированные, преимущественно вертикальные перемещения по разделяющим блоки разломам вывели на один гипсометрический уровень карамазарские гранодиориты и вмещающие их породы. Вследствие своеобразия строения и развития блоков, различия в свойствах слагающих их пород внутри блоков сформировались системы разрывных нарушений, различающиеся морфологией, частотой, протяженностью и проникновением разломов на глубину. Все это нашло свое отражение в рельефе территории, а также на аэро- и космических снимках. По протяженности и частоте отдешифрированных систем разрывных нарушений в западной части Карамазара выделяются блоки, сложенные гранодиоритами, и блоки с преобладанием осадочных и вулканогенных пород. К первым относятся Северо-Алмалыкский и Западно-Кураминский (совпадающий с осевой частью хребта) блоки. В них развиты относительно редкие протяженные разрывы (до 10—15 км и даже выходящие за пределы блоков). Ко вторым, сложенным силурийскими сланцами, девонско-каменноугольными известняками и позднепалеозойскими вулканитами, относятся Алмалыкский, Алтын-Топканский блоки и Джангалык-Такелийская полоса известняков с цепочкой гранитоидных интрузивов тутлинского и алмабулакского типов в центре полосы. Эти блоки в отличие от предыдущих характеризуются бо́льшим разнообразием пород; контакты между породами часто тектонические или тектонически подновлены. В связи с этим в этих блоках развита густая сеть разрывных нарушений различных направлений, но меньшей протяженности. Рельеф блоков более разнообразный: наряду со сглаженными формами отмечаются резко расчлененные участки в виде протяженных скальных массивов, какими обычно являются выходы среднепалеозойских карбонатных пород. Разнообразие строения описываемых блоков находит свое отражение на космических снимках.

Особенно сложно построены блоки, представленные преимущественно позднепалеозойскими вулканитами, такие, как Алмалыкский или Адрасманский в восточной части описываемой площади. Эффузивы отлагались на размытой поверхности как среднекаменноугольных гранодиоритов, так и более древних осадочных и метаморфических пород силурийско-девонского возраста. Формирование эффузивных свит происходило синхронно с относительным опусканием блока по мере освобождения магматических очагов в его основании. Путями поступления вулканического материала на дневную поверхность служили разломы, как ограничивающие такие вулкано-плутонические депрессии, так и секущие их. По мере залечивания одних разломов жерловыми и субвулканическими фациями дифференцированные движения происходили по другим или вновь возникавшим. В связи с этим основания депрессий (или мульд проседания) нередко имеют ступенчатый вид, а дешифрируемые над участками различного строения структурные элементы проявлены разнообразно. Частые, ориентированные по многим направлениям нарушения наблюдаются над эффузивами, перекрывающими осадочные образования. На площадях с перекрытыми интрузивами к этим нарушениям добавляются разломы большей протяженности и преимущественно северо-восточной ориентировки. Однако следует указать, что большинство дешифрируемых крупных нарушений соответствует разрывам, нацело пересекающим характеризуемые вулкано-тектонические депрессии.

Рис. 137. Опорные профили меридионального направления (к схеме глубинного блокового строения Карамазара; см. рис. 135)

Условные обозначения см. на рис. 135, 136

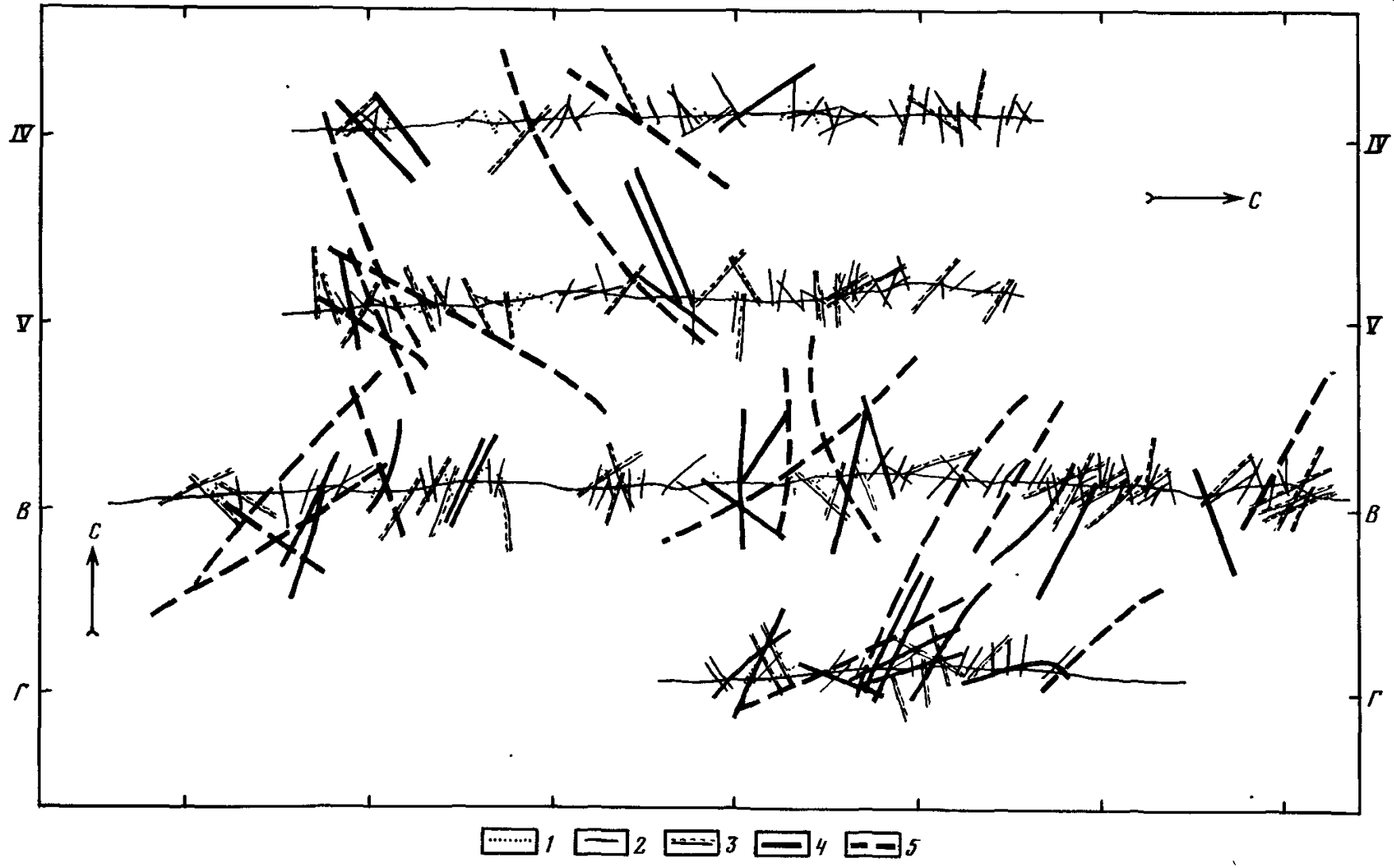


Рис. 138. Размещение (в плане) отдешифрированных линеаментов относительно опорных широтных (*В, Г*) и меридиональных (*IV, V*) профилей (к схеме глубинного блокового строения Карамазара и методике ее составления, см рис. 135—137)

Протяженность линеаментов (в км): *1* — менее 1, *2* — 1—3, *3* — 3—5, *4* — 5—8, *5* — более 8

В западной половине среднего блока меридионального простирания устанавливаются следующие более мелкие блоки: Северо-Карамазарский, Адрасманский, Канташ-Чокадамбулакский и Южно-Карамазарский. Все блоки имеют близширотную ориентировку, за исключением узкого Канташ-Чокадамбулакского и изометричного Южно-Карамазарского. Для этой части Карамазара также характерно этапное строение, но здесь на поверхности обнажаются преимущественно породы среднего геосинклинального этапа.

Северо-Карамазарский блок представлен выходами гранодиоритов Алмалыкско-Кураминского и Долонинского массивов. Он располагается к северу от Баштавакского разлома и охватывает приосевую часть и северные склоны Кураминского хребта на площади около 400 км^2.

Адрасманский блок расположен к югу от Баштавакского разлома на южных склонах хребта. Он имеет ширину до 20 км и вытянут более чем на 25—30 км. Юго-восточная граница его скрыта пролювиальными отложениями предгорной части Кураминского хребта. Адрасманский блок сложен вулканитами позднекаменноугольного возраста, а в северо-восточной части — и пермскими образованиями. Вулканиты перекрывают в центральной по широте полосе блока восточное продолжение Карамазарского гранодиоритового массива, а вдоль северной и южной его границ — более древние, преимущественно карбонатные породы среднедевонско-раннекаменноугольного возраста. В западной и восточной частях Адрасманский блок пересекается поясами даек регионального распространения, имеющими северо-восточное простирание и ширину в первые километры. Помимо обычной сети разрывных нарушений близширотного и северо-восточного направлений, в Адрасманском блоке отмечаются и близмеридиональные разрывы, такие как Арабулакский, Меридиональный, Поперечный и другие, ограничивающие депрессию с запада или разделяющие ступени в ее основании. На поверхности они трассируются в виде спрямленных участков долин или слабо проявленных зон мелкой трещиноватости, обычно разобщенных крупными разрывами северо-восточного простирания на отдельные короткие интервалы. Подобные близмеридиональные нарушения предполагаются под долиной р. Карамазар и устанавливаются восточнее ее, ближе к юго-восточной границе Адрасманской депрессии (рис. 139). Вдоль меридиональных разломов, как и вдоль нарушений других направлений по периферии депрессии, выявлены вулканические аппараты, поставлявшие материал при ее формировании. Однако вулканические аппараты отмечаются и в центральных частях Адрасманской депрессии на пересечении северо-западных и северо-восточных разрывных нарушений над невскрытыми ступенями основания депрессии.

Канташ-Чокадамбулакский блок шириной 3—6 км вытянут вдоль южной окраины Адрасманской мульды. Он сложен гранодиоритами Кызылчекинского, Чокадамбулакского массивов среднекаменноугольного возраста и более молодого (позднекаменноугольного) Канташского массива. С севера и юга блок ограничен северо-западными и близширотными нарушениями, частично залеченными, частично подновленными, и рассекается разломами северо-восточного направления.

Южно-Карамазарский блок, отделенный от Канташ-Чокадамбулакского прерывистой очень узкой (0,5—3 км) полосой осадочных и вулканогенных пород, располагается вдоль южной границы Кураминских гор, и его южная половина скрыта под кайнозойскими отложениями Ферганской долины. Этот блок образован двумя полосами гранодиоритов с заключенной между ними пластиной более древних осадочных пород. Весь блок перекрыт пермскими эффузивными образованиями и субвулканическими и позднепермскими — раннетриасовыми кварцевыми порфирами — гранит-порфирами кызылнуринского типа. Для этого блока характерно развитие секущих северо-восточных разрывных нарушений, представленных зонами мелкой трещиноватости. Выходы кварцевых порфиров образуют сильно расчлененный скальный рельеф в центре блока и характеризуются сглаженными формами по его периферии.

Приведенные выше данные о блоковом строении Карамазарского района непосредственно увязываются с закономерностями структурного контроля распространенного в нем оруденения.

Подводя итог проведенному сравнению и анализу схемы дешифрирования, полученной при изучении разномасштабных космических снимков Карамазарского рудного района, и схем его геологического строения, составленных по результатам многочисленных наземных исследований с последующей проверкой полученных результатов и полевых условиях, можно прийти к следующим выводам.

1. На крупномасштабных космических снимках отображаются и легко дешифри-

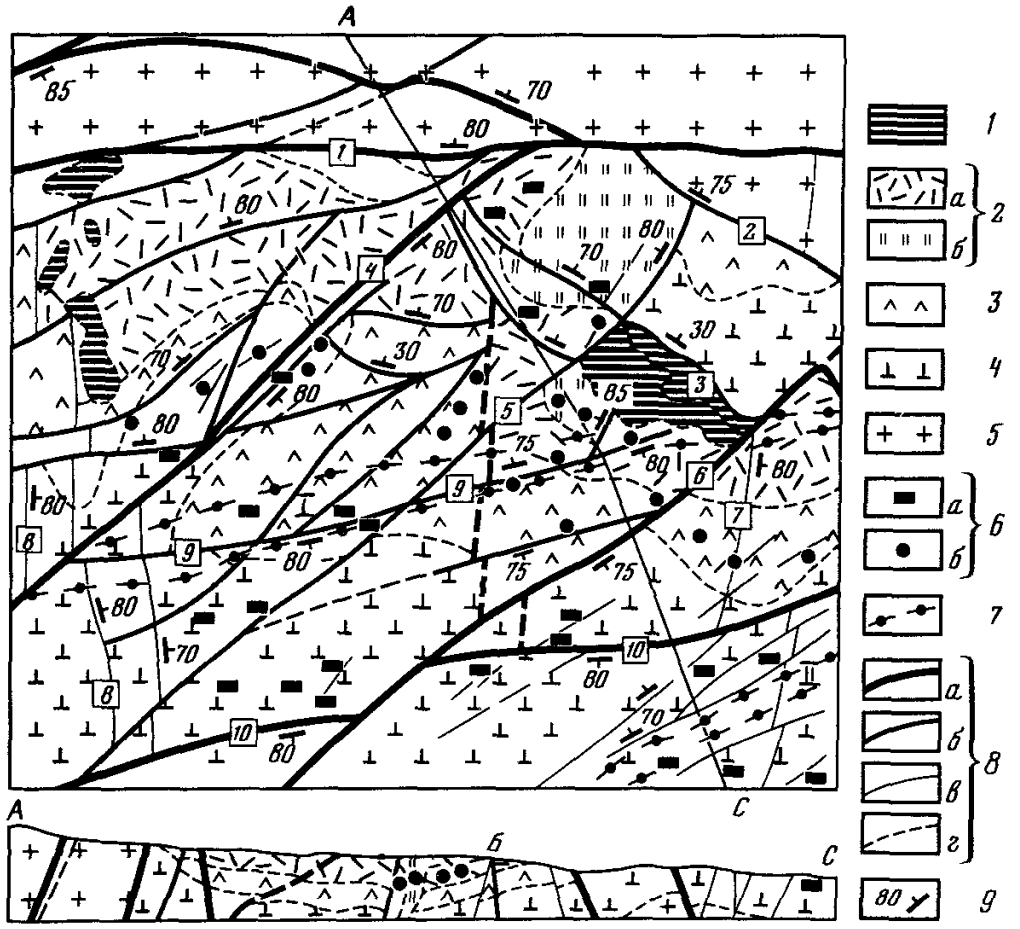


Рис. 139. Схема тектонического строения центральной и северной частей Адрасманской мульды

1 — континентально-морские образования мезозойско-кайнозойского возраста; *2—4* — вулканиты позднепалеозойского возраста: *2* — верхняя толща: покровы (*а*), силлы и жерловые фации (*б*), *3* — средняя толща, *4* — нижняя толща; *5* — гранодиориты карамазарского типа; *6* — месторождения и рудопроявления: *а* — медно-висмутовые, *б* — полиметаллические, *7* — дайковые пояса: I — Бурачарский, II — Джеркамарский; *8* — разломы (*а* — крупные, *б* — средние, *в* — мелкие, *г* — предполагаемые): 1 — Баштавакский, 2 — Гематитовый, 3 — Аккурский надвиг, 4 — Тарыэканский, 5 — Адрасманский, 6 — Кошмуллинский, 7 — Тереклиджелгинский (Кушайнакский), 8 — Поперечный, 9 — Главный Канимансурский, 10 — Бирюзовый; *9* — элементы залегания

руются многие структурные элементы протяженностью в первые километры и более. В случае совместного нахождения многих мелких однородных элементов (например, интрузивных даек), особенно контрастных по фототону, цвету и находящихся в благоприятных условиях экспозиции, вследствие интегрирования могут быть отображены и отдешифрированы линейные элементы структуры меньших размеров — протяженностью до 100 м и мощностью в первые метры. Эти элементы образуют протяженные зоны более крупных линеаментов и в большинстве случаев идентифицируются с разрывными нарушениями того или иного масштабного ранга. В их изображении на космических снимках и схемах дешифрирования устанавливаются определенные закономерности, обусловленные предшествующим геологическим развитием и современным строением изучаемой территории. Для Карамазара это прежде всего блоковая структура, характеризуемая преобладанием разрывных дислокаций над складчатыми, глубинными заложением и длительностью развития основных разломов, а также литологическим составом пород, слагающих выделяемые тектонические блоки.

2. Тектонические нарушения протяженностью 1—5 км характерны для блоков, сложенных разнообразными, преимущественно позднепалеозойскими вулканитами и более древними осадочными карбонатными и песчано-сланцевыми образованиями. Эти разломы большей частью не прослеживаются на глубину за пределы вмещающей толщи. Разломы протяженностью 5—8 км и более и даже выходящие за пределы блоков развиваются в тех из них, которые сложены интрузивными гранитоидными породами — гранодиоритами карамазарского типа. Они часто имеют упорядоченную ориентировку и прослеживаются на большие глубины, превышающие 3—5 км (глубины современного залегания массивов гранодиоритов).

3. Строение, литологический состав выделяемых тектонических блоков и проявившиеся в них разрывные нарушения находят отображение в современном рельефе и соответствующим образом отражаются на космических снимках, что может быть использовано для разработки методики создания геометрических и спектральных образов рудных полей и месторождений. При этом решающим является рисунок взаимоотношений

рудоконтролирующих и рудовмещающих разрывных структур. Этот рисунок может быть получен при использовании фотографической техники высокой разрешающей способности и высококачественных фотоматериалов.

4. Закономерности распределения рудоконтролирующих и рудовмещающих разрывных нарушений в пределах тектонических блоков, устанавливаемые с помощью использования космических снимков, а также других дистанционных методов (геофизических и аэрогеофизических), имеют важное практическое значение для определения перспектив рудоносности Карамазара и обнаружения новых рудных тел в пределах и вблизи уже известных рудных полей и месторождений.

Глава 31

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ДЖИДИНСКОМ И БАЛЕЙСКОМ РУДНЫХ РАЙОНАХ ЗАБАЙКАЛЬЯ

В Джидинском и Балейском рудных районах с учетом информации, полученной при дешифрировании разномасштабных космических снимков, были проведены геолого-структурные исследования закономерностей размещения эндогенного оруденения. Основное внимание уделялось позиции и внутреннему строению молибден-вольфрамовых и золоторудных месторождений в соотношении со структурой указанных районов в целом.

Исходными материалами послужили мелкомасштабные космические снимки, полученные со спутников серии «Метеор» и «Ландсэт», среднемасштабные космические снимки, выполненные камерой МКФ-6, крупномасштабные черно-белые и спектрозональные космические снимки, а также среднемасштабные аэрофотоснимки Джидинского района и радиолокационные изображения Балейского района. В результате обработки дубль-негативов космических снимков получены и интерпретированы синтезированные псевдоцветные, квантованные по плотности фототона и колориметрические изображения.

В качестве исходных материалов были использованы также геолого-геофизические карты масштабов от 1 : 1 000 000 до 1 : 5 000 и результаты полевых наблюдений. Карты гравитационных и магнитных аномалий преобразовывались с помощью ЭВМ в карту коэффициентов корреляции и в таком виде интерпретировались параллельно с геологическими картами и результатами дешифрирования космических снимков, меньших по масштабу, чем сопоставляемая геолого-геофизическая информация, в 5—10 раз.

Полевые работы в пределах как рудных полей и месторождений, так и узловых структурных участков по их периферии были сосредоточены главным образом на изучении угловых соотношений плоскостей сместителей и осевых плоскостей складок, морфологии элементов рельефа, ориентировки сопряженной трещиноватости, рудоносных и безрудных жил и прожилков, а также борозд на зеркалах скольжения. Эти сведения давали возможность судить об ориентировке палеоосей главных нормальных напряжений и о кинематике рудоконтролирующих разрывных нарушений.

Методика геологического дешифрирования космических снимков принципиально не отличалась от известных приемов визуального дешифрирования аэро- и космоснимков [Аэрометоды..., 1971; Скарятин, 1973; Геологические..., 1975; Космическая..., 1975; Геологическое..., 1978; Комплекс..., 1978; Геологическое..., 1980; Сафонов и др., 1980], будучи теоретически основанной на предположении о причинно-следственной связи двухмерных (в масштабе снимка) ландшафтных характеристик, отражающихся на космических снимках, с тектоническими, литолого-петрографическими и геохимическими особенностями трехмерного геологического пространства. Примененный нами метод ближе всего к методу отдельных индикаторов, а в тестовых участках — к методу двухступенчатого дешифрирования [Комплекс..., 1978].

В качестве главных дешифровочных признаков служили рисунок эрозионного расчленения местности, тип и форма микрорельефа. На большей части изученной территории разновозрастные комплексы пород, крупные структурные формы и отдельные складки, разломы и дайковые пояса, вулканы и зоны минерализации удалось отождествить с определенным типом изображения на космических снимках. Поскольку на закрытых территориях, каковыми являются Джидинский и Балейский рудные районы, растительность играет маскирующую и в меньшей степени индикационную роль, геоботанические дешифровочные признаки носят вспомогательный характер.

В Юго-Западном Забайкалье геоботанические дешифровочные признаки заслуживают внимания благодаря существованию здесь равномерного растительного покрова и маломощных почв, что позволяет предполагать более тесную связь растительности с химическими и физическими свойствами коренных пород. Например, такие геоботанические признаки, как полосчатое распределение растительности на карбонатных комплексах палеозоя, угнетение растительного покрова в пределах рудопроявлений, преобладание густого лиственного леса на четвертичных базальтах и их мелкопятнистый облик на космических снимках, использовались при дешифрировании.

Наибольший объем новой информации был получен о системах разломов, большинство из которых отражены на космических снимках разнопорядковыми линеаментами и дешифрируются по узкому интервалу линейного изменения фототона либо по спрямленным участкам эрозионной сети, микрорельефа и т. д. Линейные структуры выделялись раздельно по разномасштабным космическим снимкам, по аномалиям гравитационого и магнитного полей, аэрофотоснимкам и топографическим картам. Применение стереоэффекта, как было отмечено, в некоторых случаях уменьшает выраженность линейных структур, отчетливо дешифрирующихся на одиночных снимках. Предположение о том, что на одиночных снимках наиболее отчетливо дешифрируются разломы с существенно горизонтальными, а на стереопарах — с существенно вертикальными перемещениями, дало возможность судить в первом приближении о распределении разломов с различной кинематикой в Джидинском и Балейском рудных районах, что подтвердилось полевыми наблюдениями.

ДЖИДИНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Джидинский рудный район включает около двух десятков месторождений и рудопроявлений вольфрама, молибдена, свинца и цинка, а также флюорита. Наиболее известное здесь Джидинское рудное поле образовано Холтосонским жильным и Инкурским штокверковым месторождениями вольфрама и Первомайским молибденовым месторождением. Восточнее Джидинского рудного поля расположено Малоойногорское молибденовое (с вольфрамом), а на юго-западном фланге Джидинского рудного района — Ходжертуйское молибденовое месторождения штокверкового типа.

Геологическое строение Джидинского района во многом определяется сочленением Саянской, Байкальской и Забайкальской складчатых систем. Связанное с этим изменение преимущественного простирания геологических структур с широтного (саянского) на северо-западное и северо-восточное (байкальское) отчетливо фиксируется на космических снимках (рис. 140).

Нижний структурный этаж в пределах Джидинского рудного района сложен геосинклинальными вулканогенно-осадочными образованиями хохюртовской свиты вендраннекембрийского возраста [Беличенко, 1977]. В состав хохюртовской свиты входят гипербазитовые тела, прослеживающиеся вдоль вулканических шовных структур северовосточного и субмеридионального простираний на сотни километров. Отложения хохюртовской свиты с локальным несогласием перекрыты флишоидной свитой, относимой к среднему кембрию — нижнему ордовику. Гранитоиды нижнего структурного этажа объединены в джидинский комплекс тоналит-диоритового ряда; ими сложено ядро Джидинской эвгеосинклинальной зоны — Верхнеджидинский батолит.

Средний структурный этаж соответствует полуплатформенному орогенному периоду развития Джидинской эвгеосинклинальной зоны. Постепенное воздымание территории привело к отсутствию осадочных образований среднего и верхнего ордовика, силура и девона. Лишь в средней перми в мульдообразных впадинах накопились молассовые отложения. В это же время были заложены вулканогенные пояса и внедрились герцинские гранитоиды. Орогенные гранитоиды объединены в дабанский комплекс (450—475 млн. лет), который включает граниты, граносиениты и сиениты и отличается зонами роговиков в экзоконтактах и повышенным содержанием K_2O.

Верхний структурный этаж представлен кислыми, средними и основными вулканогенно-осадочными образованиями позднепалеозойского — раннемезозойского возраста и мезозойскими интрузивными комплексами. Пермо-триасовые эффузивы сохранились в виде останцов вокруг Джидинского рудного поля и, возможно, играли экранирующую роль для мезозойского редкометального оруденения, формирование основной массы которого относится к периоду нарастания и максимального проявления мезозойской интрузивной деятельности. При этом если с раннемезозойскими гранитоидами связана незначительно проявленная в Джидинском рудном районе преимущественно молибде-

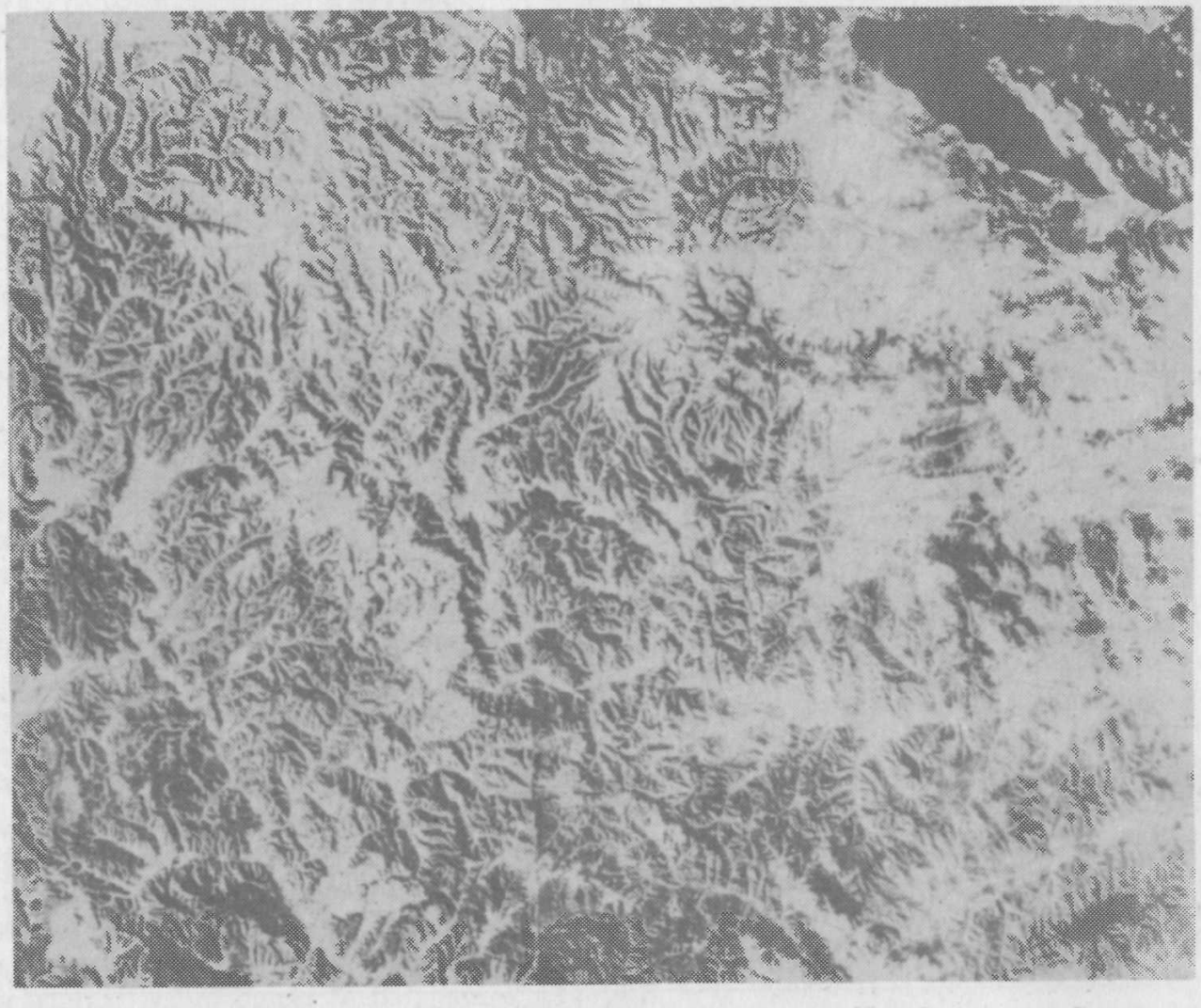


Рис. 140. Фотомозаика снимков МКФ-6 (4-й канал) территории Юго-Западного Забайкалья, выполненных с орбитальной станции «Салют-6» в феврале 1978 г.

новая и свинцово-цинковая минерализация, то основное промышленное вольфрам-молибденовое, а также редкометальное и флюоритовое оруденение ассоциируется с позднеюрско-раннемеловыми лейкократовыми гранитоидами гуджирского комплекса. Последние встречаются в виде небольших массивов, приуроченных, как правило, к линейным выходам хохюртовской свиты. Абсолютный возраст малых интрузий гуджирского комплекса, общее число которых достигает в Джидинском рудном районе 132 [Батурина, 1976], составляет 120—148 млн. лет, но некоторые из них, возможно, более древние [Покалов, 1979].

В результате формирования в кайнозое Байкальского свода Джидинский рудный район оказался ограниченным с севера и запада приподнятыми и потому более эродированными блоками. Строение района стало определяться его положением на северо-восточном крыле крупной куполовидной структуры типа обращенного синклинория [Беличенко, 1977]. Расположенный в центре этой структуры Верхнеджидинский батолит окаймлен локальными складчатыми структурами, представленными, в частности, в пределах Джидинского рудного поля опрокинутыми на юго-запад антиклиналями, а также поперечной складчатостью и небольшими участками аномальных элементов залегания восточнее Джидинского рудного поля [Малиновский, 1968].

Границами Джидинского рудного района считаются (рис. 141): на севере — Хамар-Дабанский структурный шов, на западе — Дархинтуйское поперечное поднятие северо-восточного простирания, на юге — субширотная зона Желтуринского разлома, на востоке — Торейский субмеридиональный разлом [Батурина, 1976]. Указанные разломы имеют древнее заложение и длительное развитие. Они избирательно активизировались на всех этапах тектонического развития, и суммарные амплитуды горизонтального перемещения по ним в некоторых случаях достигали 15—18 км [Очиров и др., 1976].

В кайнозое древние разломы в большинстве своем были активизированы по типу сбросов и сдвиго-сбросов. Амплитуда кайнозойских и новейших сбросов уменьшается к югу от Байкальского свода, тогда как амплитуда сдвигов пропорциональна углу между общим простиранием рифтовой зоны и простиранием конкретного разлома [Шерман, 1977]. В целом широтные и северо-западные разломы в кайнозое обладали левосторонней сдвиговой составляющей, а северо-восточные — правосторонней [Очиров и др., 1976].

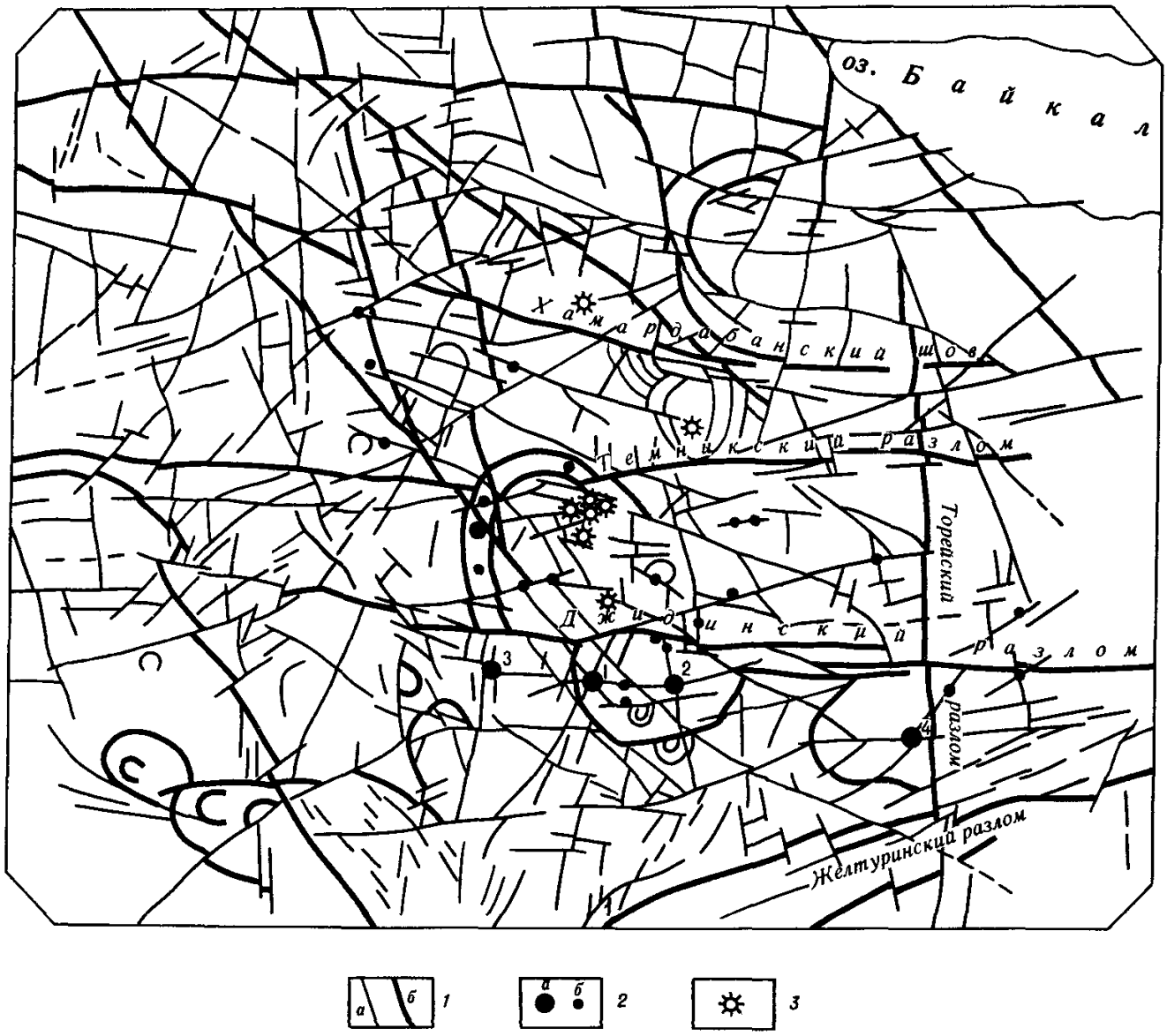


Рис. 141. Схема дешифрирования разрывных нарушений Юго-Западного Забайкалья

1 — неотектонические разрывные нарушения и омоложенные участки древних разломов (*а*) и долгоживущие региональные разломы глубокого заложения (*б*), *2* — участки полиметаллической минерализации (*а*) и рудопроявления (*б*); *3* — вулканы

Наиболее отчетливо на космических снимках дешифрируется та часть разрывных нарушений, которая была активизирована в кайнозойское и новейшее время. Так, например, крупнейший разлом Забайкалья — Саяно-Байкальский краевой шов, в частности его северо-западная ветвь — Главный Саянский разлом, выражен на мелкомасштабных космических снимках четким и протяженным линеаментом шириной всего 3—4 км, тогда как вся ширина этой структуры I порядка, образованной в результате длительной (с протерозоя) истории развития, составляет 30—40 км. Кроме того, известные неотектонические нарушения Джидинского рудного района [Антощенко-Оленьев, 1975] хорошо вписываются в схему дешифрирования космических снимков Юго-Западного Забайкалья (см. рис. 141).

В то же время есть основание полагать, что кайнозойские разрывные нарушения, смещения по которым главным образом определили рисунок линеаментной сети Юго-Западного Забайкалья, во многом развивались унаследованно по разломам более древнего заложения. Например, такие разломы, как Джидинский, Хамар-Дабанский, Темникский, развивались унаследованно с раннего палеозоя [Антощенко-Оленьев, 1975], и они же характеризуются значительными сбросовыми перемещениями в кайнозое и в новейшее время, отчетливо дешифрируясь на разномасштабных космических снимках в виде разнопорядковых линеаментов.

Совпадение известных региональных разломов с крупными линеаментами позволяет интерпретировать многие другие отдешифрированные линеаменты как разломы, не нашедшие отражения на геологических картах разного масштаба, но образующие с известными разломами единую систему, которая подтверждается совместной интерпретацией гравитационного и магнитного полей.

Среди отдешифрированных разломов наиболее типичным субширотным разломом является Темникский (см. рис. 141). Он дешифрируется благодаря хорошей выражен-

ности в рельефе развитых в его пределах грабенов, горстов, плейстоценовых базальтовых полей. Хотя относительные вертикальные смещения блоков в крыльях Темникского разлома увеличиваются с запада на восток от 100 до 400 м, тем не менее восточнее Торейского субмеридионального разлома Темникский разлом выражен на космических снимках нечетко, хотя и сопровождается аномалиями гравитационного поля.

Наиболее типичным представителем разломов северо-западной ориентировки является Джидинский разлом — западная ветвь субширотного Джида-Витимского глубинного разлома. Прослеживаясь более чем на 100 км, Джидинский разлом дешифрируется благодаря выраженности в рельефе неотектонических грабенов и плиоцен-плейстоценовых базальтов, характеризуясь как левосторонний сбросо-сдвиг. Кроме Джидинского линеамента, на космических снимках выделяются северо-западные линеаменты подобного же типа, проходящие, например, по долине р. Эгийн-Гол и по верховьям р. Снежной. Разломы северо-западной ориентировки, отличающиеся излияниями субаэральных эффузивов хохюртовской свиты, являются древними структурами глубинного заложения. Подобные разломы выделяются на сопредельной территории МНР, в частности Бархинская зона северо-западных разломов, контролирующая положение нескольких рудных узлов.

Из северо-восточных разломов на разномасштабных космических снимках наиболее отчетливо выражен Желтуринский разлом. Прослеженный вдоль южного склона хребта Гунзан Желтуринский разлом отвечает зоне концентрации неотектонических нарушений, особенно интенсивных на сочленении Желтуринского и Джидинского разломов.

Субмеридиональные разломы, считающиеся отражением структур архейского субстрата, не образуют в современной структуре четких и выраженных нарушений и поэтому, вероятно, почти не отмечаются на геологических картах разного масштаба. На космических снимках они дешифрируются прерывистыми, фрагментарными линейными зонами шириной до 2—5 км, к которым приурочены многочисленные дайки гранитного состава. Субмеридиональные разломы прослежены на значительном протяжении не только на прилегающих территориях МНР, но и севернее — в пределах Сибирской платформы.

Таким образом, на космических снимках Джидинского рудного района выражены разломы четырех главных простираний: северо-западного, северо-восточного, субширотного и субмеридионального. При этом субширотные и субмеридиональные разломы отчетливее выражаются на мелкомасштабных космических снимках (1 : 2 500 000), а выраженность разломов всех направлений закономерно уменьшается в пределах Юго-Западного Забайкалья с севера на юг. Так, если в северной, наиболее приподнятой в неоген-четвертичное время области Байкальского свода разломы всех простираний выражены в крупных, протяженных формах рельефа, то южнее, по направлению к долинам рек Джиды и Желтуры, разломы проявляются во все более мелких формах рельефа. Это может быть связано как с уменьшением относительных вертикальных смещений, их раздвиговой составляющей по мере удаления от Байкальского свода, так и с разновременностью смещений по разломам.

Пересечение избирательно активизированных на различных этапах развития глубинных разломов северо-западной и северо-восточной ориентировок, как считает Е. Е. Батурина [1976], является главным фактором, определившим конкретное размещение магматических тел и рудопроявлений. Кроме того, к рудоконтролирующим структурным узлам относят пересечение как северо-западных, так и северо-восточных разломов с палеозойскими складчатыми элементами, с контактами палеозойских гранитоидов и вмещающих отложений; к более локальным факторам относятся приразломные складки, зоны дробления и трещиноватости. Считается также, что вольфрам-молибденовые месторождения и рудопроявления и парагенетически связаные с ними гуджирские гранитоидные массивы образуют серию узких полос северо-западного простирания.

Анализ схемы дешифрирования (см. рис. 141) также приводит к выводу о приуроченности месторождений и рудопроявлений к пересечению и сочленению разнонаправленных разрывных нарушений. Но при этом обнаруживается существенная роль узлов пересечения субширотных разломов с разломами северо-западного и северо-восточного простираний. Например, единая субширотная зона разрывных нарушений контролирует Джидинское, Малоойногорское и Ходжертуйское месторождения (1 – 3 на рис. 141). Этот вывод, сделанный по результатам изучения разномасштабных космических снимков, находит обоснование также во внутреннем строении отдельных рудных полей.

На площади Джидинского рудного поля в палеозое сформировались и были существенно унаследованы в дальнейшем три системы разрывов: субширотная с простиранием

70—105° и с крутым падением на юг, северо-восточная с простиранием 0—53° и падением на юго-восток под углами 30—70°, а также северо-западная с простиранием 307—340° и падением на северо-восток под углами 50—80°; при этом главными считаются субширотные и северо-восточные нарушения [Малиновский, 1968]. На крупномасштабных космических снимках отчетливо дешифрируются также северо-восточные, северо-западные и субширотные линеаменты, которые отражаются в зонах высоких градиентов гравитационного и магнитного полей. Северо-восточный линеамент отделяет Первомайский массив, несущий прожилково-вкрапленное молибденовое оруденение, и Инкурский вольфрамовый штокверк от Холтосонского жильного вольфрамового месторождения; северо-западный — совпадает с простиранием полого падающих на юг жил Холтосонского месторождения. Субширотный линеамент является южной границей распространения молибден-вольфрамового оруденения в пределах рудного поля.

В пределах Ходжертуйского месторождения существование субширотной разрывной зоны, контролировавшей молибден-вольфрамовое оруденение в центральной части Джидинского рудного района, подтверждается широтным удлинением месторождения в целом, а также субширотным простиранием 275—290° и падением на север под углами 40—50° жильных зон грейзенизации, разрывных нарушений и даек, лишь незначительное число из которых имеют северо-западное и северо-восточное простирания.

Малоойногорское месторождение расположено на восточном продолжении субширотного разлома — в месте изменения его простирания на восток-северо-восточное (см. рис. 141) и пересечения северо-западными разрывами.

Субширотный разлом, к которому приурочены Джидинское, Малоойногорское и Ходжертуйское месторождения, дешифрируется на среднемасштабных космических снимках единым линеаментом, а на крупномасштабных выражен в виде кулисообразно расположенных субширотных разрывов. Тектонофизический анализ сопряженных прожилков, трещиноватости и борозд скольжения свидетельствует о том, что среднестатистическая ось максимального сжатия δ_3 в пределах зоны субширотного разлома на Джидинском месторождении отклоняется на северо-запад под углом 70° к горизонту. Это позволяет интерпретировать указанный выше субширотный разлом в пределах Джидинского рудного поля как левосторонний сдвиго-сброс со сдвиговой амплитудой 150—200 м, что подтверждается аналогичным знаком и амплитудой смещения диоритов на восточном фланге Джидинского рудного поля.

Таким образом, общая закономерность размещения эндогенной минерализации Джидинского рудного района, на наш взгляд, заключается в приуроченности рудопроявлений и месторождений, а также гуджирских гранитоидов к линейным выходам хохюртовской свиты. Внутри этих линейных выходов размещение зон минерализации и магматических тел определяется локальными поперечными структурами — близширотными разломами, их сочленением и пересечением с разломами других простираний, поперечными относительно основной складчатости и т. д.

Джидинское рудное поле в целом расположено на периферии крупной (50—60 км) полукольцевой структуры (см. рис. 140, 141), участки пересечения которой с субширотными разломами контролируют положение Ходжертуйского, Джидинского и Малоойногорского месторождений. В сходной структурной позиции расположено и Булуктаевское месторождение (см. рис. 141, 4).

Помимо указаных особенностей размещения эндогенного оруденения, при анализе разномасштабных космических снимков выявляется определенная связь отдешифрированных разломов с позицией россыпных месторождений. Разломы, ограничивающие россыпи по простиранию, как правило, имеют длину 5—7 км и преимущественно субширотное простирание. Они согласуются с системами региональных разломов, которые, ограничивая более крупные блоки, контролируют в пределах Юго-Западного Забайкалья площади распространения палеоцен-эоценовых кор выветривания. Поскольку разломы, выделяемые по комплексу дистанционных методов, в том числе и те, которые ограничивают простирание известных россыпей, зачастую подновлены в неоген-четвертичное время и обладают значительной сдвиго-сбросовой составляющей, отдельные участки россыпей могут оказаться смещенными и перекрытыми более молодыми отложениями.

При дешифрировании литолого-петрографических комплексов в Джидинском рудном районе использовались в первую очередь микроформы рельефа, имеющие, как оказалось, характерные особенности для эффузивно-осадочных, метаморфических и интрузивных пород. Интрузивные породы в Джидинском рудном районе занимают около 30% территории, причем доля лейкократовых гранитов, сиенитов, гипербазитов и четвертичных базальтов относительно невелика. Остальные 70% площади заняты протерозойскими

кристаллическими сланцами, кембрийскими метаморфизованными эффузивами и известняками джидинской и хохюртовской свит.

Массивы лейкократовых интрузий гуджирского комплекса и гипербазиты, расположенные в различных физико-географических условиях — в поясе гольцов, предгольцового редколесья и горной тайги, обладают наиболее контрастными признаками на тех участках, где они представлены в гольцовых формах рельефа. Лейкократовые граниты, сиениты и ультраосновные породы образуют массивные склоны, покрытые глыбовыми россыпями, а на меланократовых гранитоидах чаще развивается мелкосопочный рельеф. При этом на крутых склонах южной экспозиции и останцах меланократовых интрузивных пород развивается дресвяный и дресвяно-щебнистый элювий [Антощенко-Оленьев, 1975]

Метаморфизованые эффузивы и зеленые сланцы дешифрируются по элювию щебнисто-глыбового типа в поясе гольцов и по существенно щебнистому элювию в других климатических зонах.

На среднемасштабных космических снимках отчетливо дешифрируется граница между отложениями джидинской и хохюртовской свит. Территория, где есть коренные обнажения джидинской свиты, отличается более прихотливым, испещренным микрорельефом, чем область распространения хохюртовской свиты. Эти отличия хуже заметны как на более крупномасштабных, так и на более мелкомасштабных снимках. Таким образом, для дешифрирования межформационных границ наиболее информативны космические снимки в масштабе 1 : 500 000—1 : 200 000.

Аналогичным образом отличаются от вмещающих пород порфировидные гранитоиды, развитые, например, северо-восточнее верховьев р. Хатурги: они отчетливо дешифрируются по различно ориентированным мелким (длиной 0,5—1 км) элементам микрорельефа, которые придают поверхностям, сложенным комплексом порфировидных гранитоидов, характерный шагренеобразный вид.

Комплекс малых интрузий, представленный небольшими массивами (0,5—1 км в диаметре), хорошо дешифрируется на фоне вмещающих карбонатно-терригенных и эффузивных пород за счет окварцевания малых интрузий и препарирования их в рельефе. В результате на космических снимках малые интрузии зачастую выглядят мелкими округлыми выступами в центре узкой кольцеобразной впадины. Поскольку с окварцеванием малых интрузий связана их рудоносность, указанная особенность может служить прямым дешифровочным признаком для выявления участков, перспективных на обнаружение зон повышенной минерализации.

Кроме того, на спектрозональных крупномасштабных космических снимках, выполненных в начале сентября, участки повышенной минерализации, связанные с Ходжертуйским, Джидинским и Малоойногорским месторождениями, отчетливо дешифрируются по аномальному бордовому и красному цвету на общем желтовато-зеленом фоне. Это, очевидно, связано с угнетением растительного покрова в зонах интенсивной молибденовой и вольфрамовой минерализации, что наиболее отчетливо заметно ранней осенью за счет различий вегетативного состояния растительности, а следовательно, и ее спектральных отражательных характеристик.

Четвертичные отложения и базальты в долинах рек дешифрируются наиболее отчетливо на зимних снимках благодаря избирательному распределению снежного покрова, который в условиях сильных ветров, характерных для Джидинского района, сохраняется достаточно мощным слоем лишь в наиболее пониженных и пологих участках долин.

При дешифрировании литолого-петрографических комплексов по материалам многозональной съемки наиболее информативными являются: для вулканогенно-осадочных отложений хохюртовской и джидинской свит — снимки в 1, 2 и 4-м каналах (МКФ-6), для ультраосновных пород цакирского интрузивного комплекса — снимки в 6-м канале, который наиболее информативен также для дешифрирования разрывных нарушений и гранитоидов джидинского интрузивного комплекса. Пачки карбонатных пород наиболее отчетливо дешифрируются на снимках в 1-м и 5-м каналах; наконец, окварцованные и потенциально рудоносные малые интрузии выделяются наиболее отчетливо на снимках в 4-м канале.

БАЛЕЙСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Балейский рудный район располагается в Восточно-Забайкальской области мезозойско-кайнозойской эпигеосинклинальной тектоно-магматической активизации. Геологическое строение района изучено весьма детально [Петровская и др., 1961]. Здесь выделяются образования: 1) нижнего структурного этажа, представленного кристаллическими

породами протерозоя (кулиндинской свиты), палеозойскими осадочными породами и гранитоидами ундинского комплекса; 2) среднего этажа, сложенного вулканогенно-осадочными породами юрского возраста, гранитами борщовочного комплекса и малыми интрузивными телами амуджикано-сретенского комплекса; 3) верхнего этажа, представленного терригенными породами позднеюрского — мелового возраста. Основной структурной формой района является Ундино-Даинская впадина, сложенная породами среднего и верхнего структурных этажей. Впадина вытягивается в северо-восточном направлении вдоль Борщовочного и Ундинского разломов, которыми она отделена от Борщовочного и Петровского поднятий соответственно. Субмеридиональными разломами депрессия разбита на серию блоков: относительно опущенных, представленных грабенами и эрозионно-тектоническими впадинами, сложенными орогенными отложениями, и приподнятыми, где обнажаются породы основания.

Основные рудные месторождения сконцентрированы в Балейском рудном узле, приуроченном к одноименному грабену и к окружающим его породам верхнего и нижнего этажей. Известные малоглубинные редкометальные месторождения Балейского рудного поля размещаются в терригенных породах балейской и новотроицкой серий, частично — в гранодиоритах северного борта грабена. Основное значение в контроле раннемелового редкометального оруденения, локализованного в грабене, очевидно, имеет Борщовочный разлом, что обосновывается данными температурной зональности и соотношениями рудоконтролирующих и рудовмещающих нарушений. Для этого типа оруденения характерны убогосульфидные рудоносные кварцевые жилы и зоны штокверкового строения, сопровождающиеся окварцеванием и аргиллизацией вмещающих пород. Характерно также развитие пологопадающих залежей вторичных кварцитов в надрудной зоне месторождений. В других эрозионно-тектонических структурах руды балейского типа в пределах Ундино-Даинской впадины не обнаружены. Более широко, чем раннемеловая рудная минерализация, в районе распространены проявления дарасунского типа — умеренно сульфидные кварцевые жилы среднеглубинного происхождения (Казаковское, Фатимовское и другие месторождения), а также молибденовые и другие рудопроявления, тяготеющие к Дутурульскому и Петровскому разломам. В частности, последним контролируется Среднеголготайское месторождение, приуроченное к штоку гранодиоритов позднеюрского возраста, прорываемому дайковыми телами.

На космических снимках Балейского рудного района и соседних территорий четко выражено широкое развитие северо-восточных и более редких северо-западных нарушений, наблюдающихся как в Ундино-Даинской впадине, так и в ее юго-восточном обрамлении. При этом хорошо видно, как цепь позднемезозойских впадин, ограниченных серией северо-восточных разломов, резко обрывается по линии северо-северо-западного простирания, совпадающей с разломом, который ограничивает с востока Агинский консолидированный блок.

Линеаментами северо-северо-западного простирания юго-восточное крыло Ундино-Даинской впадины разбито на три блока (рис. 142). Первый блок, юго-западнее пади

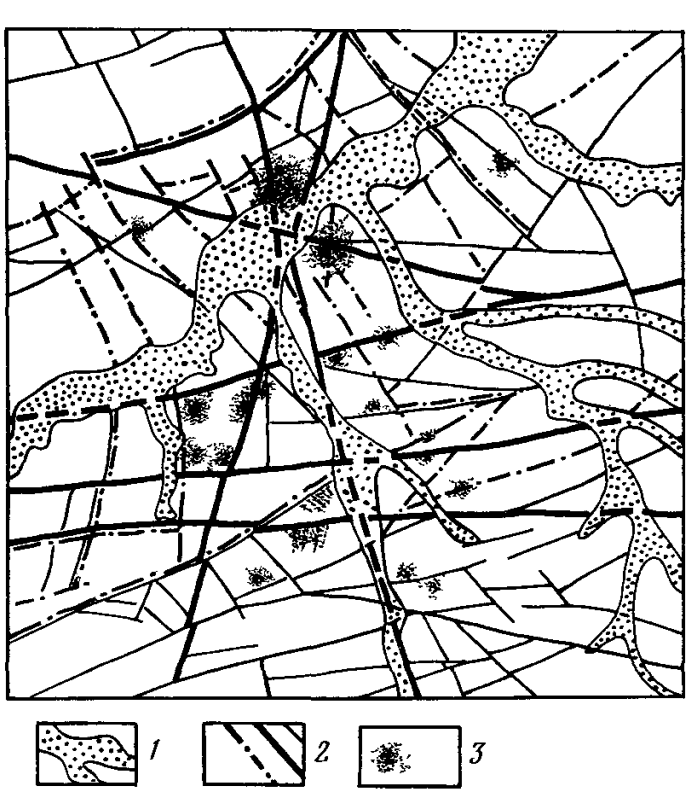


Рис. 142 Схема дешифрирования средне- и крупномасштабных космических снимков, охватывающих центральную часть Балейского рудного района

1 — четвертичные отложения, *2* — разрывные нарушения, известные по результатам среднемасштабного геологического картирования и по результатам дешифрирования средне и крупномасштабных космических снимков, *3* — участки концентрации полиметаллического оруденения

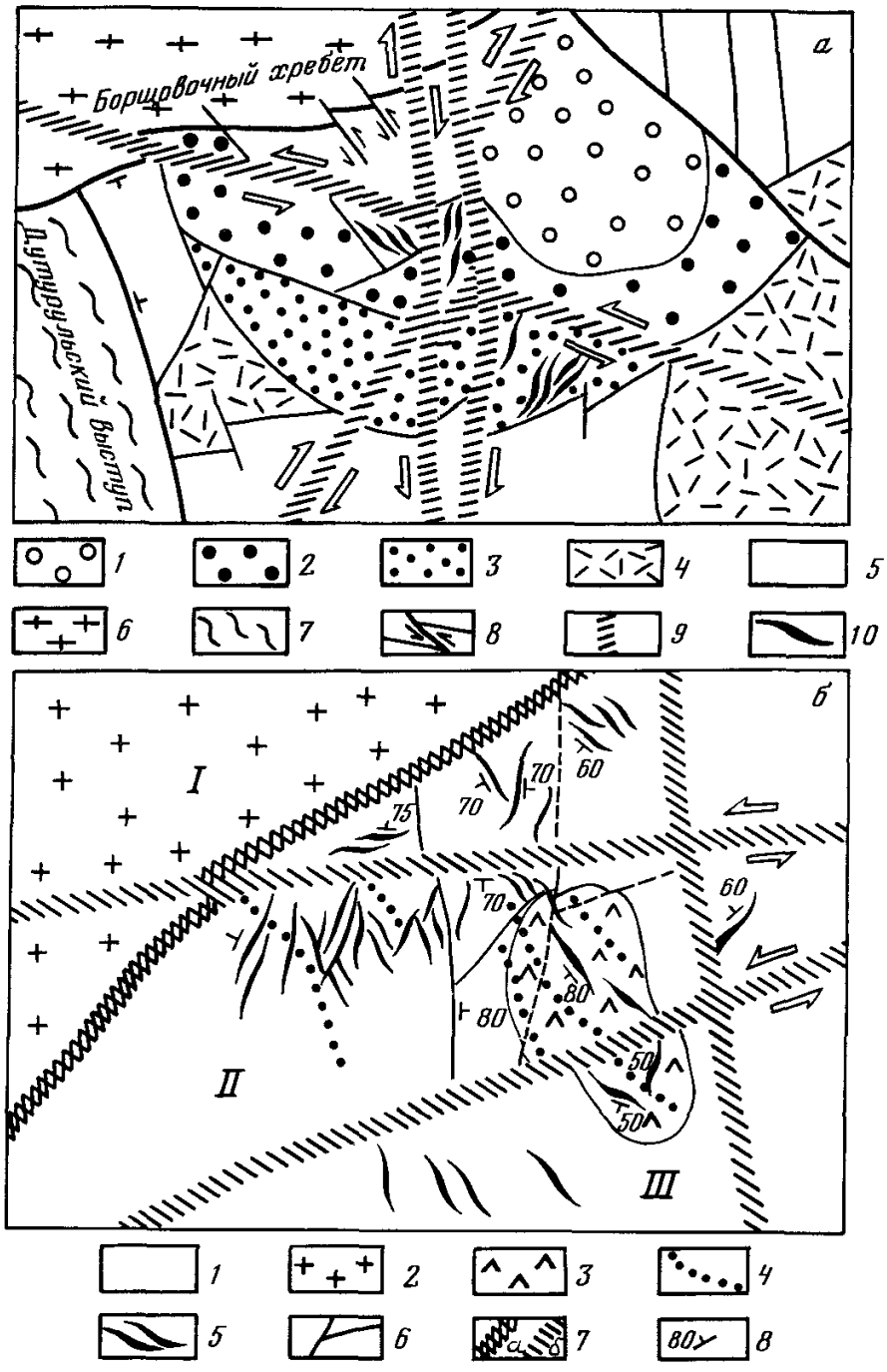


Рис 143. Соотношение линеаментов, отдешифрированных по разномасштабным космическим снимкам, с внутренней структурой Балейского рудного поля и Среднеголготайского месторождения

а — Балейское рудное поле *1—4* — свиты *1* — шилкинская (K_1), *2* — даинская, *3* — балейская (J_3—K_1), *4* — шадаронская (J_2—J_3), *5* — гранитоиды ундинского интрузивного комплекса (PZ_3), *6* — борщовочный гранитоидный комплекс (J_2), *7* — филлитовидные сланцы кулундинской свиты (PR_3), *8* — разрывные нарушения разных порядков, *9* — линеаменты и направления смещений по ним, *10* — рудные жилы

б — Среднеголготайское месторождение *1* — биотитовые плагиограниты, *2* — гранодиориты (C_2), *3* — мелкозернистые диориты (J_2), *4* — дайки гранитовых и диоритовых порфиритов и гибридных лампрофиров (J_2); *5* — рудные жилы, *6* — разрывные нарушения, *7* — линеаменты, соответствующие. *а* — контакту интрузивных комплексов, *б* — разрывным нарушениям, закартированным в пределах месторождения; *8* — элементы залегания Блоки I — Северный, II — Центральный, III — Южный

Сарбактуй, и третий, северо-восточнее пади Нижний Голготай, характеризуются развитием редкометального оруденения. Второй, средний блок, заключенный между вышеназванными падями, почти лишен рудопроявлений; он наиболее приподнят, о чем свидетельствует развитие в его пределах порфировидных гранитов кукульбейского комплекса.

Отдельные рудные проявления и месторождения локализуются в пределах более мелких вытянутых блоков, ограниченных северо-восточными и северо-западными разломами (см. рис. 142). В местах пересечения разломов локализованы, как правило, рудопроявления и некоторые месторождения, например Среднеголготайское. Его можно рассматривать как приуроченное к сочленению двух крупных разломов северо-восточного простирания, проходящих по одноименной пади, с субмеридиональным разломом (см. рис. 142). Положение Среднеголготайского месторождения в зоне сочленения указанных разломов отражается и в его геологическом строении (рис. 143). Разрывные нарушения, ограничивающие рудные блоки Среднеголготайского месторождения, прослеживаются и за его пределами на запад-юго-запад. В центральном блоке на крупно-

масштабных космических снимках фиксируются дайки диоритовых порфиритов и гибридных лампрофиров. Отчетливо выделяется также линия, совпадающая с границей гранитов (на севере и на юге).

Отмечается также (см. рис. 142) преимущественное распространение линеаментов восток-северо-восточного простирания, единый линеамент субширотного простирания проходит через Балейское рудное поле и Алиинскую группу рудопроявлений, тогда как линеаментом северо-северо-восточного простирания объединены Балейское рудное поле с Сосновским и Майским месторождениями; Среднеголготайское и Балейское месторождения принадлежат к единому субмеридиональному разлому.

Балейское рудное поле расположено в участке повышенной густоты тектонической трещиноватости, фиксируемой по комплексу разномасштабных космических снимков. Собственно Балейское месторождение находится на границе зон сжатия и растяжения. Зона сжатия создается в результате надвига́ния Дутурульского выступа по пологому сместителю Борщовочного разлома. Зона растяжения фиксируется собственно Балейским грабеном и сбросовой кинематикой этой части Борщовочного разлома (см. рис. 143). Характерно также размещение Балейского, Куниканского и Казаковского месторождений в зонах изгибов к югу сместителя Борщовочного разлома. В зонах подобных изгибов сместителя при осуществлении по нему перемещений со сдвиговой компонентой могут формироваться, как показывают результаты тектонофизического моделирования [Королев, Фатхуллаев, 1976], участки повышенной трещиноватости.

На зимних космических снимках Балейского рудного района отчетливо дешифрируется ряд субширотных линеаментов, хотя и совпадающих с известными разломами, но гораздо более протяженных (см. рис. 142). На этих же снимках уверенно прослеживается и система северо-восточных разломов, в частности среди гранитоидов. Так, например, один из наиболее отчетливо дешифрирующихся северо-восточных линеаментов проходит через группу рудопроявлений на юго-западе Балейского рудного поля, причленяется с юга к Дутурульскому выступу, прослеживается по южному флангу Балейского месторождения и сочленяется на северо-востоке с изгибом Борщовочного разлома (см. рис. 142). В целом дешифрируется около 70% известных разломов, причем 55% из них приходится на разломы северо-восточного простирания.

Для уточнения структурной позиции Балейского месторождения важно выделение разломов северо-западного простирания. Эти разломы фиксируются в породах основания грабена, разделяют месторождение на участки и могут рассматриваться как составляющие скрытого глубинного разлома (см. рис. 142, 143,*а*).

Итак, дешифрирование космических снимков подтвердило справедливость существующих представлений о структуре Балейского и Джидинского рудных районов и о связях месторождений с разрывными нарушениями определенных систем. Вместе с тем получена новая информация о сети разрывных нарушений в целом, о рудоконтролирующей роли субширотных разрывных нарушений в Джидинском и северо-западных и северо-восточных нарушений в Балейском рудных районах, о блоковом разграничении площадей развития однотипной (Балей) и разнотипной (Балей — Средний Голготай) минерализации Таким образом, уточнена структурная позиция перспективных участков Джидинского и Балейского рудных районов.

ПРИМЕНЕНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ В НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ

Глава 32

ДИСТАНЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В КОМПЛЕКСЕ НЕФТЕГАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТ

Нефть и газ — полезные ископаемые, поиски которых требуют проведения разномасштабных исследований и изучения разреза и структуры на значительную глубину для выработки теоретически обоснованных рекомендаций по стратегии нефтегазопоисковых работ. При поисках и разведке нефти и газа предполагается комплексное решение задач на различных уровнях — от микроскопического до регионального и трансрегионального, от анализа морфологии земной поверхности до изучения глубинной структуры. Летчик-космонавт СССР Г. С. Титов отмечает: «Успехи космонавтики способствовали формированию глобального, всеохватывающего, общепланетарного взгляда на разнообразные явления и процессы на Земле — взгляда, объективно требующего системного, целостного подхода на базе материализма и диалектики, то есть марксистской методологии» [Титов, 1981, с. 98—99].

Синтез аэрокосмических и геолого-геофизических данных наиболее эффективно осуществляется в рамках системного подхода, дающего возможность раскрыть целостность объекта, выявить механизм этой целостности, установить взаимосвязи и взаимозависимости элементов изучаемого объекта, на базе этого выявить закономерности в его строении и распределении тех его элементов, которые представляют непосредственный нефтегазопоисковый интерес. С этих позиций системный подход является методологической основой комплексных (аэрокосмических и геолого-геофизических) исследований. Изучение сложных геологических образований предполагает сочетание системно-структурных и системно-исторических исследований. Системно-структурный анализ дает представление о структуре объекта, позволяет выделить в системе элементы, изучить их взаимосвязь; сущность системно-структурного анализа при геологическом районировании состоит в выделении и классификации соподчиненных геологических тел разных иерархических уровней. Системно-исторические исследования позволяют не только установить последовательность геологических событий, но и определить их причинные связи, эволюцию и получить целостную картину об осадочном бассейне как об исторически развивающейся системе. Эти исследования направлены в первую очередь на районирование изучаемой территории.

Под нефтегазогеологическим районированием понимается расчленение исследуемых территорий и акваторий на части, характеризующиеся однородностью геотектонического строения и специфическими особенностями нефтегазоносности слагающих их формаций. Основной, конечной целью такого районирования является «установление закономерных связей размещения генетически различных групп и категорий регионально нефтегазоносных территорий с теми или иными типами крупных геоструктурных элементов земной коры и связанными с ними формациями, а также сравнительная дифференцированная оценка перспектив нефтегазоносности различных частей изучаемых территорий с определением мест возможной концентрации наибольших ресурсов нефти и газа» [Бакиров, 1976а, с. 18]. Нефтегазогеологическое районирование является основой прогнозирования нефтегазоносности недр и научно обоснованного выбора оптимальных направлений поисково-разведочных работ на нефть и газ.

До сих пор нефтегазогеологическое районирование в региональном плане проводилось путем суммирования и генерализации крупномасштабного материала, нередко неодно-

родного, а порой и противоречивого. Аэрокосмические геологические методы дают возможность изучать объекты как единое целое. В настоящее время аэрокосмические материалы стоят в одном ряду с основными элементами геологической информации, необходимыми для нефтегазогеологического районирования. При этом в качестве методологической основы районирования берется системный подход к изучению и классификации регионально нефтегазоносных территорий. Опыт изучения природной среды космическими средствами показывает, что космические снимки в комплексе с геолого-геофизическими материалами оказывают существенную помощь при выявлении пространственных соотношений крупных геотектонических структур земной коры.

Геологи-нефтяники поставили принципиально новую задачу — изучение связи характера фотоизображения с глубинным строением Земли по космическим снимкам разных масштабов [Флоренский, 1973; Макаров, Трифонов, Щукин, 1974; Флоренский, 1976]. Было показано, что такая связь существует, причем проявляется она по-разному, что позволяет говорить о единстве земной коры на различных уровнях. Имено изучение глубинной структуры различных территорий дистанционными методами и стало принципиально новым аспектом космических исследований. При этом надо иметь в виду, что дешифрирование при любом виде аэрокосмических исследований сводится к изучению и картированию особенностей видимых на фотоснимках элементов ландшафта.

Ландшафтно-индикационный подход является обязательным при тематическом дешифрировании. Эффективность его применения в значительной степени определяется полнотой изучения взаимосвязей между объектами и их ландшафтными индикаторами, а также свойств объектов и их индикаторов в различных областях электромагнитного спектра. Все это предопределяет необходимость использования для нефтегазопоисковых целей широкого комплекса не только собственно аэрокосмических, но и геологических, геофизических, географических и других методов.

Эффективность аэрокосмических методов во многом определяется использованием принципа изучения геологического строения «от общего к частному». В отличие от традиционной методики геолого-геофизических исследований, базирующейся на получении первичной информации в пределах отдельных площадей и на последовательном обобщении данных наземных полевых работ на всю исследуемую территорию, т. е. на методе «многоступенчатой генерализации», использование материалов дистанционного зондирования обеспечивает применение метода последовательной детализации. Обзорные космические снимки позволяют получать сведения о крупных элементах земной коры. Это дает основание уже при обработке мелкомасштабных снимков определить структурный каркас, характеризующий всю изучаемую территорию.

При анализе глубинной структуры нефтегазоносных бассейнов особое внимание было обращено на поведение подошвы осадочного чехла, так как его граница с фундаментом наиболее наглядно отражает структуру платформ и, следовательно, распределение в их пределах залежей нефти и газа. Поэтому, естественно, и главнейшие работы по изучению глубоко погруженного под осадочным чехлом фундамента посвящены нефтегазоносным провинциям. Важность изучения структуры фундамента в целях поисков нефти и газа обосновывал еще И. М. Губкин на примере Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Позже было проанализировано развитие этой территории во времени [Бакиров, 1954], проведено комплексное геолого-геофизическое изучение ее глубинной структуры (А. А. Бакиров, Н. В. Неволин) и петрографическое изучение пород фундамента по керну глубоких скважин с привлечением геофизических материалов, организованное В. П. Флоренским и Т. А. Лапинской [1956]. В настоящее время внимание нефтяников привлекают и другие платформы, в том числе и Туранская плита. А. Д. Архангельский [Яншин, 1951] в начале 30-х годов показал важность региональных геофизических исследований для изучения глубинной структуры платформы. Методы геофизического изучения глубинного строения платформ отработаны Ю. Н. Годиным на примере Туранской плиты, которая по праву стала полигоном для подобных работ и считается тектонотипом молодых плит. Для территории Туранской плиты была поставлена проблема поисков связи изображения поверхности из космоса с глубинным строением в целях ее регионально-тектонического районирования [Флоренский, 1973; Макаров, Трифонов, Щукин, 1974].

Нефтегеологическое районирование проведено и для зарубежных территорий. Так, применительно к территории Северной Сахары использование космических изображений дало возможность в условиях геологически закрытого региона уточнить конфигурацию нефтегазоносных областей в рамках границ тектонических элементов I порядка — внутриплатформенных впадин Тауденни, Тиндуф, Регган, Ахнет, Тимимун, Уэд-Миа,

Радамес, Хамра, Мурзук и других сводовых поднятий и погребенных кряжей — Уэд-Намус — М'Зар, Иджеран — Хасси-Нешу, Хасси-Р'Мель — Туггурт, Берессоф, Эль-Биод — Хасси-Мессауд, а также региональных моноклиналей Муйдир и Иллизи.

В пределах Алжирской Сахары выделены две самостоятельные нефтегазоносные провинции — Западно-Сахарская и Центрально-Сахарская, резко различающиеся формационным составом разрезов, а следовательно, и условиями нефтегазонакопления. Использование принципов системного картографирования при получении дистанционных материалов, их обработка и последующее дешифрирование позволяют с одинаковой степенью детальности и достоверности выявлять и картировать изучаемые объекты на всей площади проводимых работ, а также ранжировать их по степени выраженности в строении ландшафта.

Решение нефтегазопоисковых задач предусматривает переориентировку всего объема аэрокосмических и геолого-геофизических работ на выявление, изучение и картирование тех особенностей неотектоники и глубинного строения региона, которые непосредственно определяют его нефтегазоносность, а также влияют на организацию, методику и технологию поисковых и разведочных работ, на эксплуатацию месторождений и транспортировку нефти и газа.

Аэрокосмические исследования не заменяют, а дополняют традиционные методы геологических исследований. Только комплексный подход может обеспечить получение новой достоверной информации, необходимой для последующих нефтегазопоисковых работ. Выполнение большого и сложного комплекса работ и необходимость их строгого координирования предопределяют целесообразность использования программно-целевого планирования при организации и проведении аэрокосмических исследований. В. И. Гридиным [1982] разработаны и опробованы схемы методики и технологии аэрокосмических исследований, построенные по принципам программно-целевого планирования и управления. Они имеют вид таблиц. где вертикальные графы отображают разделы исследований, а горизонтальные — последовательность их выполнения по этапам, стадиям, отдельным работам и операциям. Эти схемы обеспечивают возможность охвата программно-целевым планированием сложного комплекса работ, сохраняя все преимущества и достоинства традиционных сетевых графиков. Они позволяют определить взаимосвязь между этапами работы, технологическую последовательность их выполнения, проанализировать весь процесс и выявить критические операции, определяющие его продолжительность в целом, а также резервы времени.

Таким образом, дистанционные методы заняли в нефтегазопоисковых исследованиях место, которое подготовлено развитием геологической науки. Научные и практические результаты обработки космической информации, которые впервые получены в начале 70-х годов, уже сейчас весьма значительны. Наступил этап многообразного и многостороннего реального использования космических снимков для решения различных геологических задач. Космические снимки становятся неотъемлемой частью комплекса теоретических и практических нефтегазопоисковых работ. Свидетельство тому — то, что во многих территориальных управлениях и различных организациях министерств нефтяной и газовой промышленности созданы научные подразделения, в вузах читаются разделы и специальные курсы, посвященные применению космической информации в нефтяной геологии.

Ниже изложены результаты конкретного изучения глубинного строения отдельных нефтегазоносных или прилегающих к ним территорий с применением космических снимков. Составители стремились подчеркнуть многочисленность коллективов и разнообразие подходов к проблеме, различие районов исследования и несхожесть применяемых методов. Это породило кажущуюся разнородность раздела, однако именно такая разнородность отражает процесс роста и становления новой отрасли, новых методов поисков нефти и газа.

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

ВОЛГО-УРАЛЬСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Волго-Уральская нефтегазоносная провинция представляет собой важный по значению нефтедобывающий регион СССР. Хорошая изученность, разнообразие тектонических структур делают этот регион эталонным объектом для отработки методики применения дистанционных съемок при решении ряда вопросов нефтяной геологии [Геологическое..., 1978]. В первую очередь — это оценка структурно-тектонических условий, предопределивших нефтегеологическое районирование и размещение различных типов залежей как структурного, так и литологического характера.

Формирование и размещение месторождений нефти и газа определяются большим количеством факторов, среди которых основными являются структурно-тектонические, литологические, гидрогеологические и др. Они влияют на гидрогеологическую обстановку нефтегазоносных провинций, на генерацию углеводородов и обусловливают циклы нефтеобразования. Эти факторы — важнейшие при анализе нефтегазосодержащих и нефтематеринских пород, времени формирования локальных поднятий, миграции углеводородов и условий формирования залежей.

В настоящее время применение дистанционных материалов для решения поисковых задач в пределах Волго-Уральской нефтегазоносной провинции связывают с выявлением новых структур в девонских и рифейско-вендских отложениях. Эти структуры приурочены к грабенообразным впадинам, и их распространение контролируется разломами, которые с наибольшей детальностью устанавливаются дистанционными съемками.

В разделе рассматриваются возможности использования результатов дешифрирования космических снимков при нефтегеологическом районировании с позиций структурного анализа и изучения закономерностей размещения месторождений нефти и газа

Проведенные дистанционные исследования базировались на космических снимках, полученных со спутников «Метеор-18—30» и с орбитальной станции «Салют». Анализ результатов дешифрирования разных уровней генерализации, взаимодополняющих и контролирующих друг друга, показал, что Волго-Уральская нефтегазоносная провинция имеет четкие пространственные ограничения, контролируемые элементами глубинной структуры [Флоренский и др., 1976; Геологические..., 1978; Трофимов, 1981].

Бóльшая часть Волго-Уральской антеклизы по данным дешифрирования представляет собой полигональный блок трапециевидной формы, ограниченный с запада Транскавказско-Канинской, с востока Приуральской и с юга Орско-Варшавской мегазонами дислокаций [Флоренский и др., 1950; Неволин, 1971]. С севера она подрезается Тиманским кряжем. Западная ее часть — клиновидный выступ Токмовского свода — на снимках выделяется относительно слабо.

Тектоническое районирование, проведенное по результатам дешифрирования космических снимков, наиболее близко к схеме, предложенной В. А. Клубовым [1973]. Он отмечает, что современный структурный план рельефа поверхности фундамента подчинен ортогональной системе крупных расколов земной коры, местами искаженной разрывами диагонального простирания. Ведущая роль в структуре антеклизы обусловлена субмеридиональным простиранием Вятского авлакогена и субширотной ориентировкой Серноводско-Абдулинского. Последний продолжается на запад мелкими отрицательными формами платформенного чехла. Кроме этих структур доплитного комплекса, ряд разломов, в частности Башкирско-Удмуртские, определяют расположение субширóтных и субдолготных выступов фундамента, чередующихся с депрессиями и впадинами. Этот структурный план близок к схеме районирования Волго-Уральской антеклизы, установленной дешифрированием (рис. 144, см. вкл.).

Волго-Уральская нефтегазоносная провинция разделена на ряд блоков и мегаблоков субширотными зонами и мегазонами дислокаций: Орско-Варшавской, Самаро-Токской, Куршско-Красноуфимской и др. Куршско-Красноуфимская мегазона делит провинцию на два мегаблока — южный, Приволжский, и северный, Прикамский, различающиеся структурными планами. Для южного мегаблока характерно преимущественно северо-северо-восточное простирание структур, разломов и линеаментов, перпендикулярное тиманидам. В пределах северного мегаблока можно выделить два основных направления — субширотное и субдолготное. В восточной его части разрывы имеют преимущественно северо-западные простирания, а в западной — северо-восточные (антитиманские).

Отмечается подчиненнность ориентировки локальных структур простираниям линеаментов и разломов.

Приволжский мегаблок, в свою очередь, делится Самаро-Токской зоной региональных линеаментов на два блока — Ульяновско-Уфимский и Куйбышевско-Оренбургский (см. рис. 144, III, IV). Эти блоки имеют почти прямоугольную форму и индивидуальную структурную характеристику (см. рис. 144, III, IV). Для первого типично большое количество изометричных объектов и преобладание линеаментов субмеридионального и северо-западного направлений, а для второго — преобладание северо-восточных ориентировок линейных структур на западе и северо-западных на востоке, а также более крупных и редких изометричных объектов. Эти различия определяют индивидуальность выделяемых блоков и унаследованно связаны с доплитными и плитными структурами чехла.

Ульяновско-Уфимский блок объединяет Кукморскую и Альметьевскую вершины Татарского свода, разделенные Нижнекамской зоной дробления, отражающейся на космических снимках. Этот блок выделяется меньшим количеством линеаментов и крупными изометричными структурами, соответствующими этим вершинам, в частности Ромашкинской структуре.

Выделение в пределах Приволжского мегаблока двух блоков четко фиксируется хорошо дешифрирующимися Жигулевским, Кинельско-Самаркинским и другими разломами, которые сопровождаются серией параллельных им региональных линеаментов. Южный блок отвечает в общих чертах Жигулевско-Оренбургскому своду, обрамляющему Бузулукскую впадину.

Прикамский мегаблок отличается более слабой дешифрируемостью. Он как бы перекрыт фронтальными надвиговыми структурами Тиманид и подразделяется Скандо-Соликамской мегазоной на два блока — Сыктывкарский и Кировско-Пермский (см. рис. 144, I, II). Для первого характерно разнообразие простираний линеаментов и ограниченное количество изометричных объектов, для второго — преобладание антиманского направления линейных структур и крупные изометричные объекты. Последние коррелируются с крупными сводовыми поднятиями фундамента — Камским, Коми-Пермяцким и Котельническим. Кировско-Пермскому блоку соответствует полоса субширотных выступов — Летнинского, Чепецкого и Чермозского.

Проведенное по материалам дистанционных съемок структурное районирование Волго-Уральской нефтегазоносной провинции в общих чертах соответствует тектоническому районированию, однако существующие между ними отличия, по-видимому, обусловлены активизацией ряда крупных структур на новейшем этапе. Это доказывается высокой степенью совпадения ориентировки региональных разломов и линеаментов, связанных с ними локальных структур и соответствием изометричных объектов наиболее крупным сводам и вершинам, осложняющим их.

Необходимо подчеркнуть, что три выделяемых блока Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (Кировско-Пермский, Ульяновско-Уфимский и Куйбышевско-Оренбургский) имеют определенное для каждого из них пространственное размещение месторождений нефти и газа и различную концентрацию запасов [Карта..., 1976].

Распределение запасов углеводородов определяется тем, что выделенные линеаменты в пределах Волго-Уральской нефтегазоносной провинции играют роль разрывных ограничений нефтегазоносных структур доплитного (рифейско-нижневендского) и плитного (фанерозойского) комплексов, наиболее отчетливо проявляющихся в первом и значительно слабее выраженных во втором. Подобное отображение линеаментов в чехле связано с уменьшением амплитуды перемещений по разломам, а также с большей компенсированностью осадконакопления на поздних этапах. Отдельные выступы, прогибы и впадины в рельефе поверхности фундамента, считавшиеся погребенными и не отраженными в верхних структурных ярусах, находят четкое отображение на космических снимках, а следовательно, на неотектоническом уровне.

Высокая степень унаследованности структурного плана рельефа поверхности фундамента отмечается также для франско-эйфельского яруса; исключение составляют области, тяготеющие к Предуральскому краевому прогибу, особенно к его юго-восточной части. Это соответствие структурных планов выражается главным образом в сохранении ориентированности структур, подчиненных ортогональной системе. В фаменском веке проявляется новообразованная диагональная система разрывов. Отмеченная перестройка структурных планов здесь приобретает конкретные формы в виде Камско-Кинельской системы прогибов. С происхождением этих прогибов [Мирчинк и др., 1965; Максимов и др., 1970] связывают месторождения нефти и газа (рис. 145). По данным

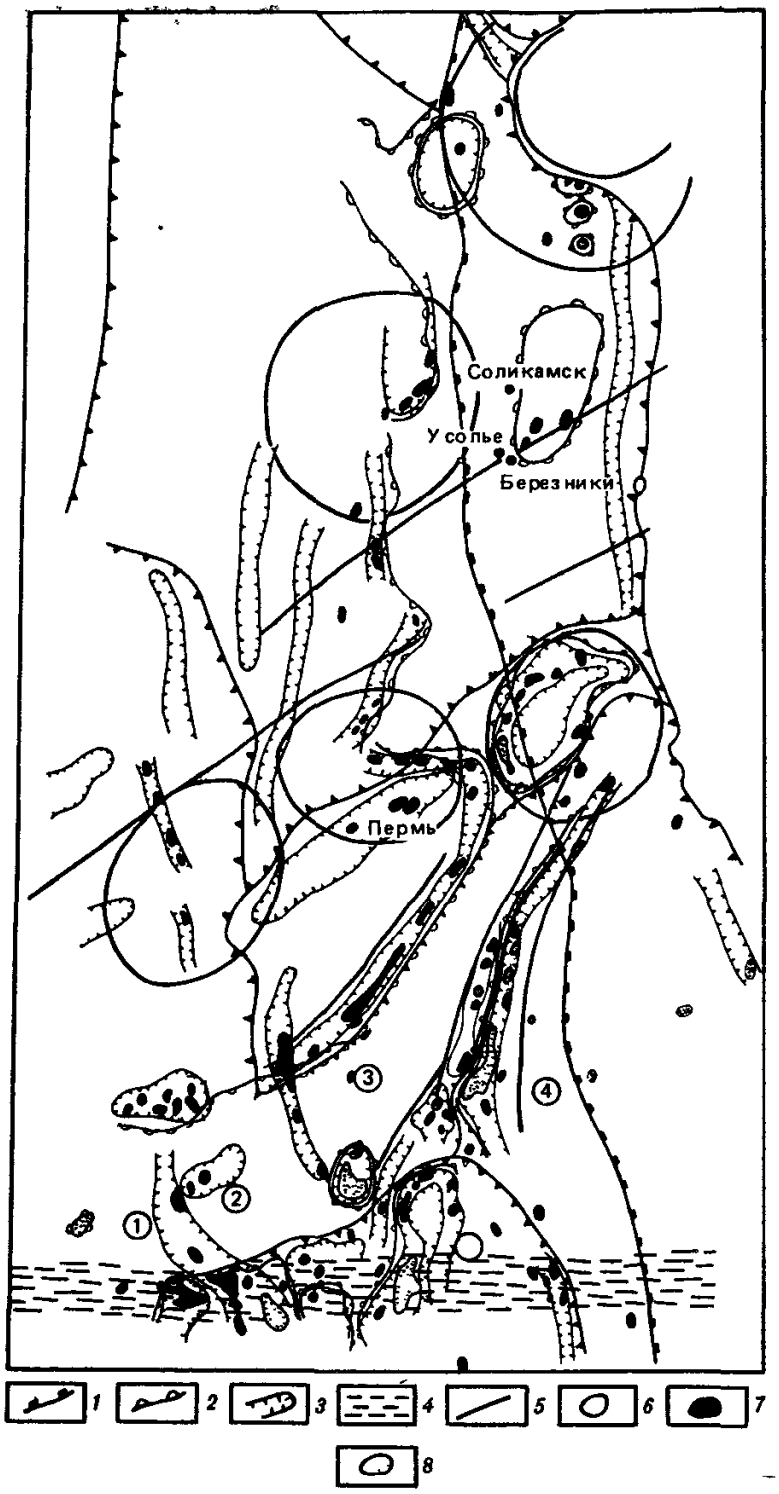


Рис 145 Схема соотношений линейных и изометричных объектов, дешифрируемых на космических снимках, и месторождений нефти и газа северо-восточной части Волго-Уральской провинции и прилегающей части Предуральского прогиба

1—3 — границы *1* — Предуральского прогиба, *2* — Камско-Кинельской системы прогибов, *3* — валов и выступов фундамента, *4* — Куршско-Красноуфимская мегазона дислокаций, *5* — линеаменты, *6* — изометричные образования, *7, 8* — месторождения *7* — нефтяные, *8* — газовые

Структуры (цифры в кружках) впадины 1 — Бабкинская, 2 — Сарапульская, 3 — Шалымская, 4 — Кунгурская моноклиналь, 5 — Башкирский свод

космических исследований, этот вопрос решается с позиций тектонического контроля данной системы прогибов. Некоторые ветви этой системы — Мухановско-Ероховская, Сарапульская и частично Нижнекамская — хорошо дешифрируются на дистанционных материалах в виде относительно широких зон дробления (см. рис. 144, 145). Другие элементы этой системы прогибов находят более слабое выражение на региональных снимках.

Сопоставление тектонического районирования Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, положенного в основу нефтегеологического районирования [Карта..., 1976], и результатов дешифрирования показывает, что разнородные элементы, слагающие этот регион, находят отражение на космических снимках: сводовые поднятия и осложняющие их вершины, приразломные валы типа Кулешовского [Трофимов, Дмитриева, 1981], авлакогены с различной степенью инверсии на плитной стадии, как, например, Серноводско-Абдулинский, Вятский и др.

Локализация Волго-Уральской нефтегазоносной провинции в системе субмеридиональных мегазон определяется ее пространственной связью с Приуральским поясом, прослеживаемым от Каспийского до Баренцева моря и активизированным на готско-байкальском и частично девонском этапах. Для пояса характерны сокращенная (30—35 км) мощность земной коры, многочисленные интрузии основного состава рифейского и вендского возраста, рифейский возраст пород фундамента (по радиологическим данным), многочисленные интрузивные и вулканические проявления девонского возраста, а также преимущественно основной состав коры. Эти признаки активизации приурочены к Урало-Африканской аномалии геопотенциала, установленной по данным наблюдений за орбитами искусственных спутников Земли [Клушин, 1980]. Дополнительным фактом, подтверждающим готско-байкальский возраст активизации Приуральского пояса, является развитие одновозрастных структур и переработанных участков фундамента Тимана и Прикаспия.

Тектоно-магматическая переработка фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной провинции обусловила ее высокую подвижность в течение палеозоя, выразившуюся в виде дифференцированных движений блоков Эта подвижность в ослабленном виде сохраняется и до настоящего времени.

Детальный анализ геологических данных показывает, что в этом регионе наблю-

дается унаследованное развитие линейных структур, например в обрамлении Бузулукской впадины. Отмечается взаимосвязь тектонических элементов фундамента, доплитного и плитного комплексов платформенного чехла в пределах Кулешовского, Дмитриевского, Мухановского и других валов [Трофимов, Дмитриева, 1981]. Изометричные структуры пространственно соответствуют вершинам и выступам, осложняющим Жигулевский свод, — Жигулевскому, Балаковскому, Перелюбскому, Покровскому и др. Некоторая пространственная связь намечается для незамкнутых изометричных объектов с участками распространения рифтовых построек фаменско-турнейского возраста (Бобровско-Покровская зона и др.).

В целом по Волго-Уральской нефтегазоносной провинции из 100 изометричных объектов, выявленных путем дешифрирования космических снимков (см. рис. 144), 20 находят отображение в строении фундамента и платформенного чехла, что указывает на их длительное конседиментационное развитие. 10 структур (т. е. 10% от всех изометричных объектов провинции) пространственно соответствуют месторождениям нефти и газа — Ромашкинскому, Шарлыкскому и др.

Для некоторых линейных и изометричных объектов, дешифрируемых на космических снимках, не отмечается прямой связи со структурами чехла, но наблюдается контролирующая роль в размещении месторождений нефти и газа. Это характерно не только для Волго-Уральской провинции, но и для сопредельных районов Предуральского прогиба. Например, месторождения нефти и газа Соликамской впадины приурочены к узлу пересечения Приуральской и Скандо-Соликамской мегазон [Трофимов, 1981] и концентрируются по периферии крупной Красновишерской и других изометричных структур (см. рис. 148). Районирование по запасам углеводородов здесь контролируется линеаментами северо-восточного простирания.

Определенная пространственная связь отмечается в размещении месторождений нефти и газа и структур чехла относительно положения Куршско-Красноуфимской мегазоны. Она пересекает северную периклиналь Башкирского свода и ряд валообразных поднятий (Чернушинское, Дороховское, Капканское и др.), с которыми связано более 10 месторождений: Гожанское, Красноярско-Куединское, Павловское, Аптугайское и др. Куршско-Красноуфимская мегазона также разграничивает территории с различной концентрацией углеводородов. Основные запасы нефти сосредоточены на Татарском своде. Северная граница разведанных запасов I-III категорий соответствует Куршско-Красноуфимской мегазоне, а ее продолжение в восточном направлении является границей нефтегазоносных районов [Карта..., 1976].

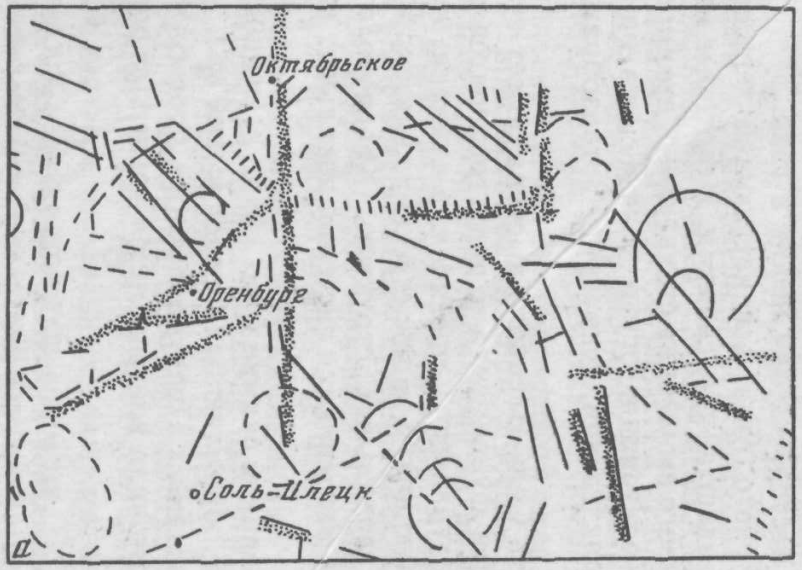
Приведенные примеры по различным геотектоническим структурам Волго-Уральской нефтегазоносной провинции и Предуральского прогиба указывают на районирующее значение выявленных линеаментов, зон дислокаций и изометричных объектов в размещении запасов углеводородов. Несмотря на различие рассмотренных региональных тектонических структур, формировавшихся в разные тектоно-седиментационные циклы, общим для многих выделенных локальных объектов является активность на современном этапе и контролирующая роль в размещении месторождений нефти и газа.

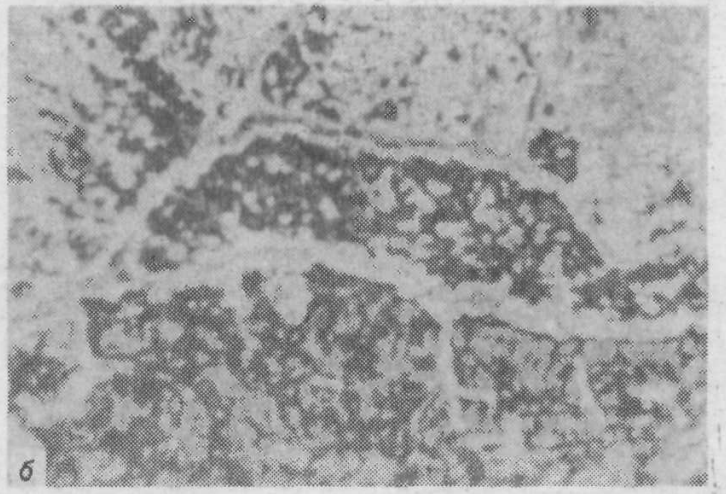
Анализ геологического строения Оренбургского вала и прилегающей территории Предуральского прогиба проводился по среднемасштабным снимкам. Некоторые из них подверглись квантованию в целях более отчетливого выявления структурных взаимоотношений различных тектонических элементов. Квантование осуществлялось на приборе «Эспандер»[1] и выражалось в основном в разделении исходного фотоизображения с выявлением деталей разнородных структур.

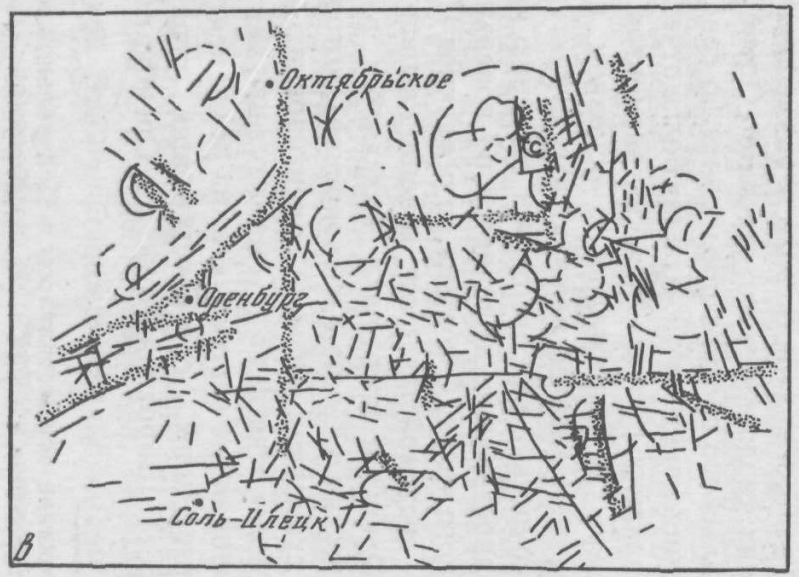
Оренбургский вал осложняет северную часть Соль-Илецкого выступа, имеет субширотное простирание, выделяется по поверхности фундамента и ряду горизонтов платформенного чехла. С востока он ограничен Предуральским прогибом, а с севера, запада и юга — системой разломов, хорошо дешифрирующихся на космических снимках. В пределах Оренбургского вала выделяется ряд локальных структур (Краснохолмская, Оренбургская и Южно-Красноярская), которые разделяются системой локальных линеаментов субмеридиональной ориентировки.

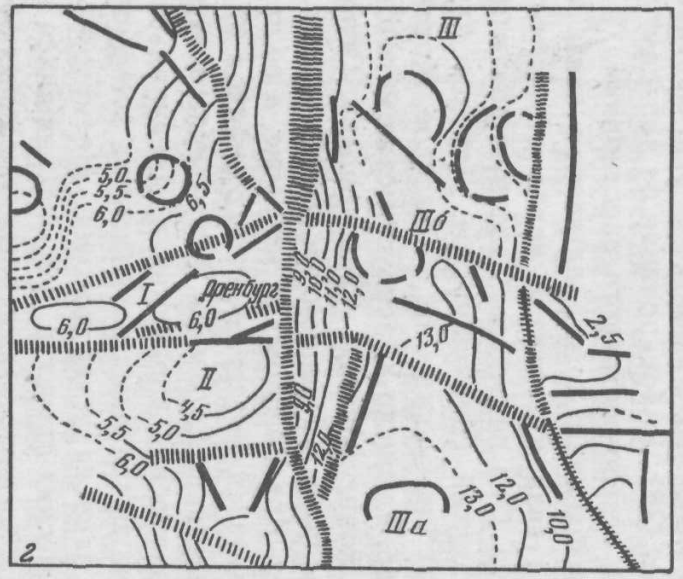
Наиболее отчетливо проявляются на квантованном снимке (рис. 146, *б, в*) субширотно ориентированные системы мелких линеаментов, обрамляющих Оренбургский вал, и субдолготные зоны, соответствующие ограничению Предуральского прогиба (см. рис. 146, *г*). Широтная структура Оренбургского вала вписывается в трансплатформен-

[1] Квантование осуществлялось в Центральной комплексной аэрогеологической экспедиции НПО «Аэрогеология» (ЦКАГЭ) И. А. Моисеенко, за что авторы выражают ему свою благодарность.









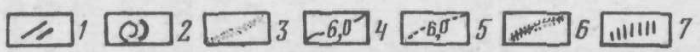


Рис. 146. **Геологическое строение Оренбургского вала по результатам дешифрирования среднемасштабного космического снимка**

а — схема дешифрирования исходного космического снимка Оренбургского вала и сопредельной территории; *б* — космический снимок Оренбургского вала, преобразованный методом квантования; *в* — суммарная схема дешифрирования квантованных космических снимков; *г* — структурная схема Оренбургского вала по кровле докембрийского фундамента.

1 — линеаменты, дишифрируемые на исходном и квантованном космических снимках; *2* — изометричные образования; *3* — линейные зоны, совпадающие по исходному и квантованному снимкам; *4* — изогипсы рельефа поверхности фундамента (в км); *5* — изогипсы рельефа поверхности фундамента, исправленные с учетом результатов дешифрирования; *6* — разломы, дешифрируемые на космических снимках; *7* — зоны линеаментов; Структуры: I — Оренбургский вал, II — Соль-Илецкий выступ, III — Предуральский прогиб, IIIа — Актюбинская впадина, IIIб — Бельская впадина

ную Орско-Варшавскую мегазону дислокаций, которая восточнее разделяет Бельскую и Актюбинскую впадины Предуральского прогиба.

Сопоставление схем дешифрирования исходных (см. рис. 146, *а*) и квантованных снимков показывает, что основной структурный рисунок линеаментов, определяющий районирование изучаемого района, имеет высокую сходимость со структурным планом (см. рис. 146, *г*) территории, увеличивающуюся при большем объеме информации. Схема дешифрирования исходных фотоизображений показывает преимущество ортогональной системы структурного плана, тогда как квантованные снимки отличаются большим разнообразием простираний линеаментов. Таким образом, можно отметить, что на квантованных снимках объем информации, указывающий на наличие многочисленных систем разрывов и трещиноватости, контролирующих локальные поднятия, достаточно велик и может способствовать возможности выявления поднятий в северном обрамлении Оренбургского вала по аналогии с отмеченными структурами.

Оренбургский вал, по данным дешифрирования космических снимков, больше тяготеет к линеаментам восток-северо-восточного, нежели субширотного (см. рис. 146), простирания. Они и определяют простирание локальных структур, которые имеют хорошо проявленные разрывные ограничения.

Использование квантованных снимков явилось ценным дополнением к исходным изображениям и позволило уточнить простирание восточной оконечности Оренбургского вала, а также характер разрывных нарушений, контролирующих локальные структуры в его пределах.

Опыт работы с квантованными фотоизображениями показывает, что они позволяют установить рисунок линеаментов и их взаимоотношения с нефтегазоносными структурами. В частности, по результатам дешифрирования выделяется система локальных линеаментов субмеридиональной и северо-западной ориентировок; последняя контролирует изометричные объекты. Знание систем этих линеаментов как предполагаемых разрывных нарушений позволяет наметить простирание и положение локальных структур при интерпретации геофизических материалов и построении структурных карт.

Рассмотренные примеры выделения крупных блоков земной коры в пределах Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, определяющих нефтегеологическое районирование, сравнительно высокий уровень корреляции линейно-изометричных объектов и нефтегазоносных структур, указывают на высокую информативность результатов дешифрирования. *Линейные и изометричные объекты, конседиментационно проявленные* в палеозойском комплексе, играли существенную роль в формировании регионального структурного плана и локальных поднятий, обусловливали специфику тектоно-седиментационных циклов, влияющих на эволюцию нефтегазоносных провинций, в значительной мере предопределяли пути миграции углеводородов и контролировали гидрогеологические условия.

Оренбургский вал [1]. При изучении структуры Оренбургского вала, в разрезе которого разрабатывается одноименное газоконденсатное месторождение, применены результаты дешифрирования космических снимков.

Оренбургский вал является крупной пликативной структурой, вытянутой вдоль северного обрамления Соль-Илецкого выступа фундамента, граничащего на юге с Прикаспийской синеклизой, а на востоке с Предуральским краевым прогибом. Дешифрирование космических снимков подтвердило блоковое строение Оренбургского вала. В процессе разведки вала были встречены резкие (до 150 м) перепады гипсометрических отметок кровли нижнепермских отложений, что позволило предполагать нарушенность вала разрывными нарушениями. Сопоставление данных бурения и результатов дешифрирования космических снимков показало, что структура Оренбургского вала по кровле продуктивных отложений разбита более чем на 10 блоков (рис. 147). Раздробленность структуры Оренбургского вала подтверждают данные о перепаде мощностей разновозрастных отложений, о разных уровнях газо- и водонефтяных контактов, различающихся в пределах отдельных блоков почти на 100 м. Блоковая структура вала находит также подтверждение в распределении форм соляной тектоники, продуктивности, пластовой энергии, коллекторских свойств и некоторых других геолого-промысловых данных.

Отдешифрированные линеаменты связаны с проявлением структуроконтролирующих дислокаций. Эта связь выражается в том, что длинные оси более 40 локальных структур, известных как в районе Оренбургского вала, так и в пределах Соль-Илецкого выступа,

[1] Раздел написан А. Б. Жуковым.

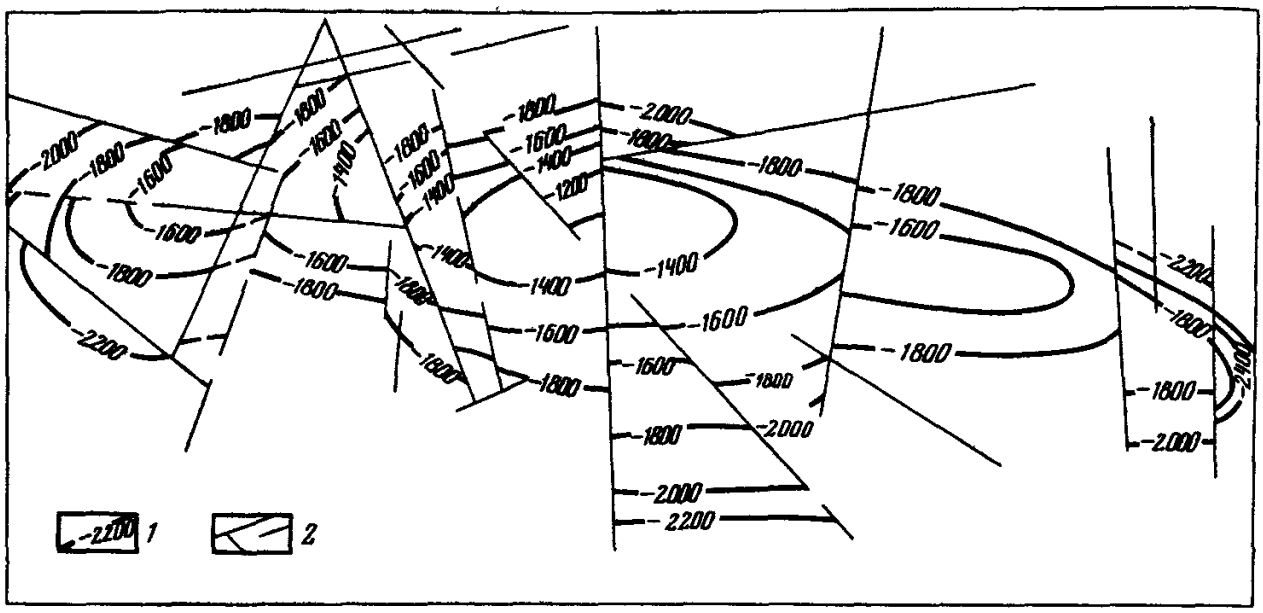


Рис. 147. **Разрывно-блоковое строение Оренбургского вала**

1 — изогипсы по кровле нижнепермских продуктивных отложений (в м); *2* — разрывные нарушения, отдешифрированные по комплексу разномасштабных космических снимков и подтвержденные результатами бурения

соответствуют простиранию прилежащих линеаментов. Кроме того, при бурении глубоких скважин в прибортовой части Прикаспийской синеклизы установлено, что почти все скважины, в разрезе которых, главным образом в соленосных отложениях, были установлены аномально высокие пластовые давления, приурочены к отдешифрированным линеаментам.

ЮГ СЕВЕРО-КАСПИЙСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Прикаспийская синеклиза располагается на границе древней Восточно-Европейской и молодой Центрально-Евразиатской платформ. Это — одна из старейших нефтегазоносных провинций СССР. Анализу внутренней глубинной структуры и методам поиска локальных поднятий Северо-Каспийской провинции посвящено особенно много работ [Аристархова, 1970; Волчегурский и др., 1977, 1978; Космофотогеологическая..., 1978; Крымов и др., 1979; Космогеологическая..., 1980; и др.].

Изучение комплекса разномасштабных снимков, полученных с орбитальной станции «Салют-4», с космического корабля «Союз-22», со спутников «Метеор», позволило отдешифрировать линеаменты (рис. 148) и сопоставить особенности мелкомасштабного изображения территории синеклизы с ее глубинной структурой — поверхностью фундамента и подсолевого комплекса.

Выделены линеаменты северо-западного и северо-восточного простираний, совпадающие соответственно с ориентировкой долины Волги в нижнем и среднем ее течении, а также линеаменты субширотного и субмеридионального простираний, совпадающие с простиранием обрамляющих складчатых зон — вала Карпинского, Уральской и Южно-Эмбенской. Большинство их соответствует морфофлексурам, выявленным Л. Б. Аристарховой [1970] в процессе морфометрического анализа земной поверхности. Все главнейшие разломы выражены на космических снимках линеаментами. Они расчленяют синеклизу на блоки и образуют с юга на север шесть субширотных зон, субпараллельных краю древней платформы (рис. 149).

Смушковский и Кумтюбинский глубинные разломы ограничивают на юго-востоке Восточно-Европейскую платформу. Кумтюбинский разлом выражен взбросом с амплитудой более 2 км.

Каракульский и Южно-Эмбенский глубинные разломы рассекают всю земную кору и уходят в верхнюю мантию; смещения поверхности фундамента по ним составляют 0,5—1,5 км, а поверхности подсолевого палеозоя — 2 км. По отложениям палеозоя эти разломы отделяют южную прибортовую зону Прикаспийской синеклизы от миогеосинклинальных складчатых зон (Южно-Эмбенской и Каракульско-Смушковской), характеризующихся дислоцированными палеозойскими породами, приразломными складчатыми структурами (например, Жанасу) и малоамплитудными надвигами. Южно-Эмбенский разлом (сброс) выделяется на ряде сейсмических профилей МОВ, КМПВ: ему соответствуют гравитационная ступень и цепочка небольших магнитных аномалий.

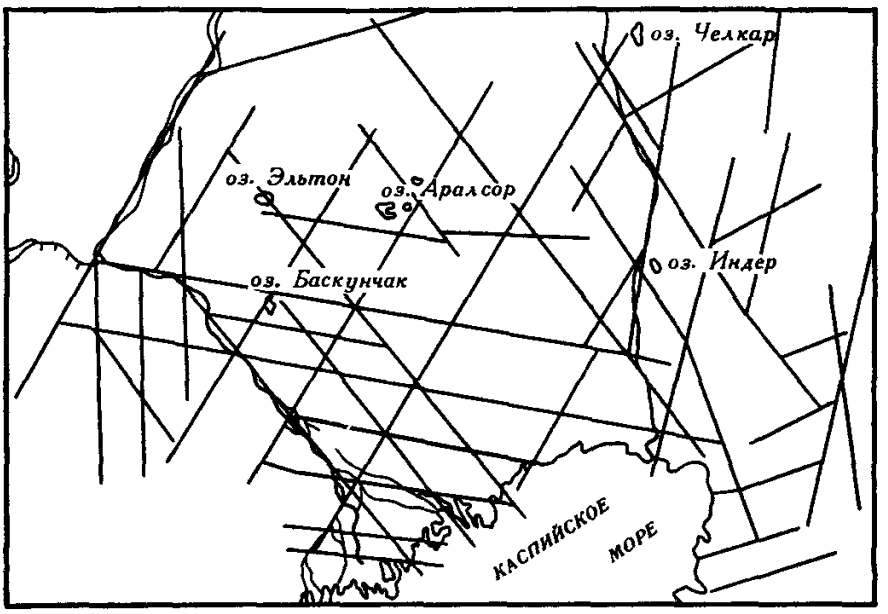


Рис. 148. Схема линеаментов, отдешифрированных на мелкомасштабных космических снимках юга Северо-Каспийской нефтегазоносной провинции

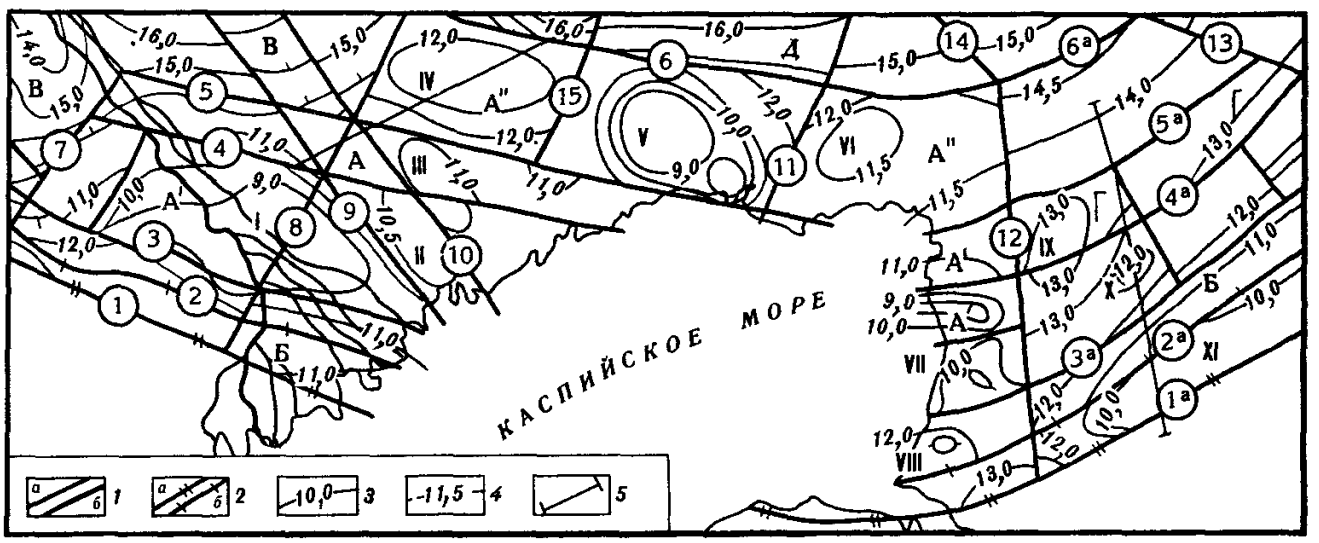


Рис. 149. Схема глубинного строения юга Прикаспийской синеклизы, дополненная и уточненная по результатам дешифрирования космических снимков

1 — глубинные разломы: *а* — главные, *б* — второстепенные, *2* — краевой шов: *а* — древняя граница, *б* — современная граница, *3, 4* — изогипсы по поверхности кристаллического фундамента (в км), *3* — основные, *4* — промежуточные, *5* — опорные сейсмические профили

Основные тектонические элементы А — Северо Каспийский приподнятый мегаблок, А′ и А″ — Астраханско-Приморская и Мынтюбинско-Новобогатинская тектонические ступени, Б — Южно-Прикаспийская зона окраинного прогибания, прогибы В — Сарпинский, Г — Южно-Эмбенский, Д — Центрально-Прикаспийская депрессия, выступы фундамента: I — Астраханский, II — Каратюбинский, III — Октябрьский, IV — Северо-Мынтюбинский, V — Новобогатинский, VI — Байчунасский, VII — Приморский, VIII — Южный, IX — Кульсаринский, X — Биикжальский, XI — Южно-Эмбенский Глубинные разломы: 1 — Смушковский, 1а — Кумтюбинский, 2 — Каракульский, 2а — Южно-Эмбенский, 3 — Астраханский, 3а — Тугаракчанский, 4 — Приморско-Заволжский, 4а — Утыбайский, 5, 5а — Мынтюбинско-Гурьевский, 6 — Волгоград-Баскунчакский, 6а — Караулкельдинский, 7 — Сарпинский, 8 — Челкаро-Волжский, 9 — Баскунчак-Каспийский, 10 — Эльтон-Каспийский, 11 — Аграхано-Хобдинский, 12 — Каратонский, 13 — Тобускенский, 14 — Унгарский, 15 — Новобогатинский

Астраханский и Тугаракчанский разломы ограничивают краевую зону Прикаспийской синеклизы; по сейсмическим данным, они нарушают поверхность фундамента и проявляются в подсолевом комплексе. Тугаракчанский разлом выделяется по поверхности фундамента на сейсмических профилях и имеет амплитуду 0,6—2 км. Он развивался в течение палеозоя и триаса; в современном рельефе и на космических снимках почти не выражен. Астраханскому разлому отвечает резкое флексурообразное погружение поверхности сейсмического горизонта, а по данным бурения наблюдается значительное сокращение с юга на север мощности нижнепермских докунгурских отложений. В современном рельефе он выражен слабо, хотя и дешифрируется на космических снимках.

Приморско-Заволжский и Утыбайский разломы, образующие следующую зону, по данным региональных сейсмических профилей, смещают поверхность Мохоровичича. Приморско-Заволжский разлом фиксируется флексурообразным перегибом поверхности сейсмического горизонта и поверхности фундамента к северу от Заволжской площади, на Астраханском своде и к северу от Приморского вала.

Севернее выделяется Мынтюбинско-Гурьевский разлом, видимый на мелкомасштаб-

ных снимках. На востоке он выделен И. Б. Дальяном [Дальян, Посадская, 1972] по данным сейсморазведки.

К северу, северо-западу от предыдущей зоны разломов развиты Волгоградско-Баскунчакский и Караулкельдинский разломы. Волгоградско-Баскунчакский разлом отчетливо дешифрируется на космических снимках различной степени генерализации и фиксируется профилями ГСЗ, КМПВ, на которых погружение поверхности фундамента к центральной части Прикаспийской синеклизы достигает 2—3 км. По мнению М. С. Арабаджи [Арабаджи и др., 1971] и других исследователей, Караулкельдинский разлом является границей между Предуральским краевым прогибом и центральной частью Прикаспийской синеклизы. Он выделен на космических изображениях и установлен на ряде региональных профилей, где по нему видно смещение поверхности Мохоровичича; его зоне отвечает вытянутая интенсивная положительная магнитная аномалия и гравитационная ступень. Караулкельдинский разлом, формировавшийся в течение длительного времени, способствовал образованию в подсолевых палеозойских породах крупных локальных поднятий, которые контролировали седиментацию палеозойских образований вплоть до нижнепермских. В. С. Журавлев [1972] считал, что Караулкельдинский разлом глубокого и древнего заложения являлся в рифее шовным ограничением эпикарельского остова Восточно-Европейской платформы.

Таким образом, по главнейшим региональным субширотным разломам, которые установлены геолого-геофизическими работами и проявляются на космических изображениях, происходит ступенчатое погружение поверхности кристаллического фундамента от южного борта к центральной, наиболее погруженной части Прикаспийской синеклизы.

Диагональные и субмеридиональные разломы отличаются прямолинейностью; они усложняют структуру фундамента, разбивая его на блоки. С запада на восток по геолого-геофизическим данным выделяются следующие региональные разломы: Сарпинский (7), Челкаро-Волжский (8), Баскунчак-Каспийский (9), Эльтон-Каспийский (10), Аграхано-Хобдинский (11), Каратонский (12), Тобускенский (13), Унгарский (14), Новобогатинский (15).

Сарпинский разлом отделяет Астраханский свод (с запада) от Сарпинского прогиба.

Челкаро-Волжский разлом отчетливо дешифрируется на космических снимках и в пределах исследуемой территории отделяет Мынтюбинское поднятие от Сарпинского прогиба.

Баскунчак-Каспийский и Эльтон-Каспийский диагональные разломы дешифрируются на космических снимках, трассируясь практически параллельно нижнему течению Волги. Они фиксируются КМПВ по поверхности фундамента.

Аграхано-Хобдинский разлом пересекает разнородные структурные элементы — альпийскую складчатую систему, эпипалеозойскую Скифскую плиту, Прикаспийскую синеклизу — и, возможно, продолжается далее на северо-восток. Это один из крупнейших разломов, характеризующийся глубоким заложением и длительностью развития.

Каратонский субмеридиональный разлом установлен на сейсмическом профиле и отделяет наиболее приподнятый блок фундамента от остальной, относительно опущенной юго-восточной части синеклизы. Он разделяет литолого-фациальные зоны: так, к западу от него в верхнепалеозойском подсолевом комплексе развиты преимущественно карбонатные отложения, а к востоку — терригенно-карбонатные. Разлом четко выражен по поверхности подсолевых отложений и дешифрируется на космических снимках.

Тобускенский разлом является сбросом, ограничивающим на севере Южно-Эмбенскую зону, и протягивается к западу, в центральную часть Прикаспийской синеклизы. Он дешифрируется на космических снимках и установлен на сейсмических профилях.

Унгарский разлом является северным продолжением Каратонского субмеридионального разлома.

Новобогатинский разлом субмеридионального простирания осложняет строение Мынтюбинско-Новобогатинской ступени, однако значительного влияния на структуру фундамента не оказывает.

Современные глубины залегания поверхности кристаллического фундамента на юге Прикаспийской синеклизы закономерно нарастают с юга на север — от 10—13 км в зоне сочленения синеклизы с молодой платформой до 15—16 км в центральной части синеклизы. На фоне этого общего погружения фундамента выделяется крупный, относительно приподнятый Северо-Каспийский блок, в пределах которого глубина залегания фундамента составляет, по сейсмическим данным, 9—12 км. Его зона на снимках характеризуется светлым фототоном. Северо-Каспийский мегаблок расчленяется Мын-

тюбинско-Гурьевским региональным разломом на Астраханско-Приморскую и Мынтюбинско-Новобогатинскую тектонические ступени, размеры которых соответственно 580×100 и 360×70 км. Вертикальное смещение ступеней друг относительно друга по поверхности фундамента достигает 1 км. Системой разломов эти ступени расчленены на отдельные блоки, которые можно отождествить с зонами разной контрастности фототона на космических снимках. Южно-Прикаспийская зона окраинного прогибания может быть выделена как по литолого-фациальным особенностям вскрытых разрезов палеозоя, так и по глубинам современного залегания кровли докунгурских отложений. Она ограничена с юга Смушковским и Кумтюбинским разломами, а на севере — Астраханско-Тугаракчанской системой разломов. Каракульским и Южно-Эмбенским разломами она расчленена на две подзоны. К югу от них развита полоса приразломных дислоцированных пород палеозоя Южно-Эмбенской и Каракульско-Смушковской зон дислокаций, где фундамент погружен на 10—13 км, а к северу на глубинах 11—12 км распространены полого залегающие платформенные подсолевые отложения. Нередко по ним проводят границу Прикаспийской впадины. К северо-востоку Южно-Прикаспийская зона окраинного прогибания переходит в крупный Южно-Эмбенский прогиб, фундамент в пределах которого закономерно погружается от 11 км на юго-востоке до 14,5 на северо-западе. На западе по глубинному Каратонскому разлому Южно-Эмбенский прогиб граничат с Северо-Каспийским приподнятым блоком, где фундамент залегает выше на 2—3 км.

К северо-западу от Северо-Каспийского мегаблока расположен Сарпинский прогиб, отделяемый Сарпинским, Мынтюбинско-Гурьевским и Челкарским разломами. В его пределах фундамент залегает на глубинах 14—16 км. На севере прогиб сопряжен с Центрально-Прикаспийской депрессией.

Тектоника кристаллического фундамента во многом определяет строение подсолевого комплекса, с которым связывают основные перспективы нефтегазоносности Прикаспийской синеклизы. Современные представления о структуре подсолевых отложений основываются преимущественно на результатах сейсмических исследований, поэтому имеет определенное практическое значение сопоставление его глубинной структуры с характером изображения территории из космоса (см. рис. 149). Поверхность докунгурских палеозойских отложений образована мозаикой локальных положительных и отрицательных структур различных форм и размеров. Наряду с крупными подсолевыми поднятиями, приуроченными к Астраханскому, Приморскому, Северо-Каспийскому, Северо-Мынтюбинскому, Новобогатинскому, Байчунасскому и другим выступам фундамента (см. рис. 149), выявляется большое число мелких куполообразных структур. В целом подсолевой комплекс считается перспективным, но по степени изученности и доступности современными средствами бурения наиболее удобной для поисково-разведочных работ следует считать территорию, где глубина залегания его поверхности менее 7 км (рис. 150).

Наиболее перспективными являются Астраханско-Приморская зона и Мынтюбинско-Новобогатинская зона поднятий, приуроченные к относительно приподнятому Северо-Каспийскому блоку. Высокоперспективными в его пределах считаются Астраханский свод, Приморский вал, Тенгизское, Каратюбинское, Октябрьское, Кошалакское, Северо-Мынтюбинское, Новобогатинское, Байчунасское поднятия, выявленные региональными и площадными геофизическими исследованиями. На некоторых из них газонефтеносность подсолевых пород уже доказана (Астраханский свод, Приморский вал). Большинству этих структур на космических снимках соответствуют фотоаномалии.

Менее перспективными для открытия крупных скоплений углеводородов следует считать территорию Сарпинского, Южно-Эмбенского и Южно-Прикаспийского прогибов, в пределах которых практически не выделяются крупные подсолевые структуры. На космических снимках эти территории однообразны по фототону. Однако и здесь представляют практический интерес такие структуры, как Южная, Сазтюбе, Кульсаринская группа и другие, располагающиеся близ Северо-Каспийского блока.

В целях более детальных наблюдений связи геологической структуры и ее отображения на космических снимках проанализированы Южно-Эмбенский район и акватория Северного Каспия по многозональным снимкам, сделанным с орбитальной станции «Салют-4» космонавтами В. И. Севастьяновым и П. И. Климуком в 1975 г. (в двух спектральных диапазонах) и с космического корабля «Союз-22» космонавтами В. В. Аксеновым и В. Ф. Быковским в сентябре 1976 г. (в шести спектральных диапазонах). В красных лучах дешифрируются структуры дна неглубоких прибрежных районов. Сравнение снимков разных спектральных зон позволяет разделить районы по содержа-

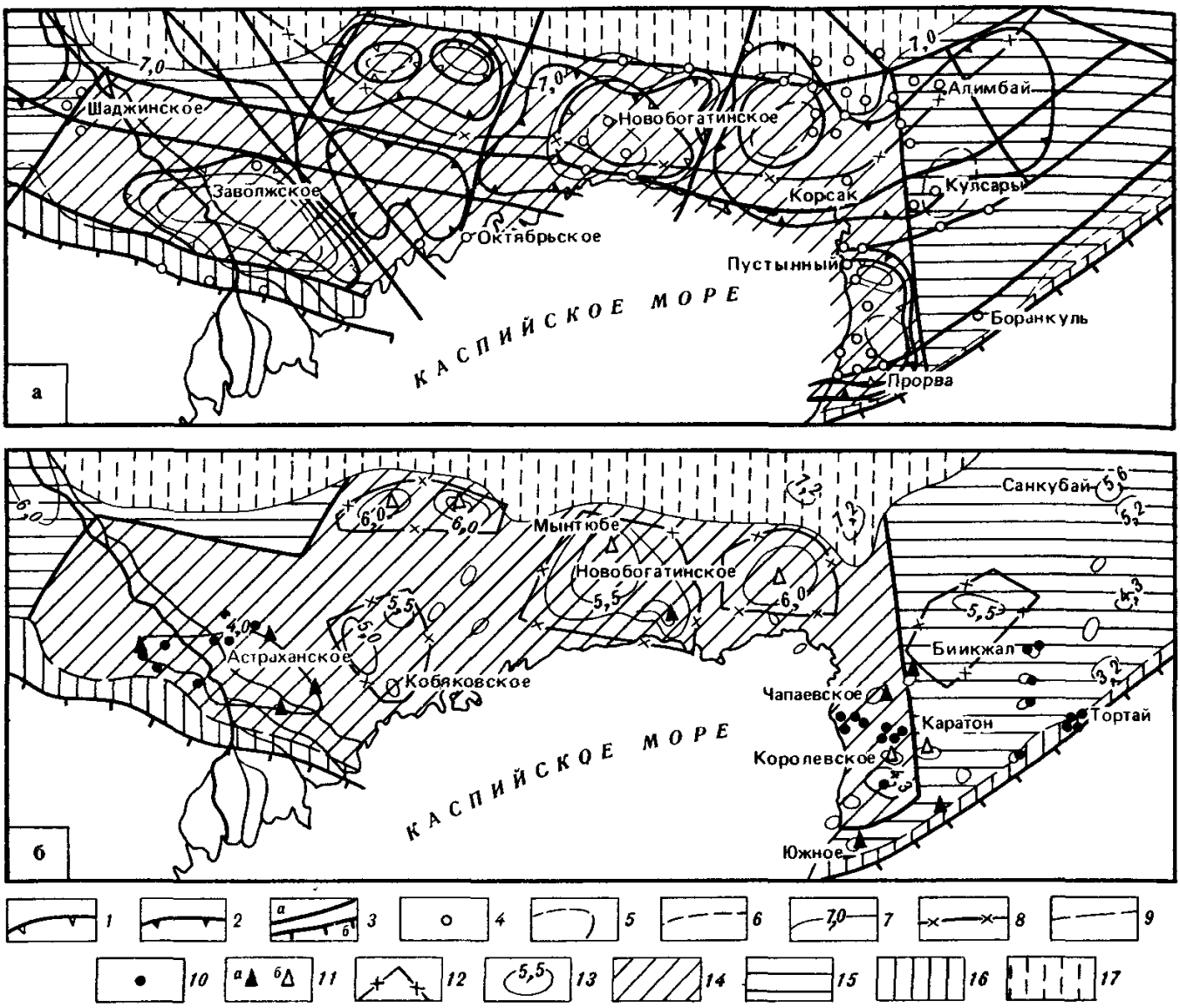


Рис. 150. Перспективы нефтегазоносности подсолевых отложений юга Прикаспийской синеклизы

а — схема перспектив нефтегазоносности; *б* — схема основных направлений поисково-разведочных работ на нефть и газ.

1, 2 — область предполагаемого развития карбонатных отложений: *1* — нижнего (визе) — среднего карбона, *2* — верхнего девона — нижнего карбона (турне); *3* — глубинные разломы: *а* — основные, *б* — краевой шов, современная граница Прикаспийской синеклизы, *4* — скопления углеводородов в надсолевом комплексе; *5* — положительные температурные аномалии на глубине 5000 м, практически совпадающие с фотоаномалиями на космических снимках, *6* — контуры крупных подсолевых поднятий, *7* — изогипсы поверхности подсолевого ложа (в км); *8* — области распространения пластовых давлений, близких к литостатическим, *9* — южная граница распространения галогенно-сульфатных отложений кунгура; *10* — глубокие скважины, вскрывшие подсолевые отложения, *11* — проектные скважины для ввода в бурение в настоящее время (*а*) и после детальных сейсмических исследований (*б*); *12* — зоны, рекомендуемые для детальных сейсморазведочных работ, *13* — подсолевые структуры, *14—16* — перспективные территории *14* — I категории, *15* — II категории, *16* — III категории, *17* — территория глубокого погружения подсолевого ложа (малоизученная)

нию влаги в грунте. При сопоставлении данных дешифрирования с геофизическими материалами оказалось, что в ряде случаев результаты совпали; например, отождествились локальные структуры Жилая Коса, Доссор и др. Структура Жилая Коса на снимках выделяется белым пятном. Здесь началось засолонение, хотя соляной шток еще не обнажился. Характерно, что фотоаномалии, контролирующие локальные структуры, расположены в местах сгущения сетки линеаментов. Системы линеаментов, выявленные на суше, прослеживаются в пределы акватории.

При дешифрировании выяснилось, что полосе нефтегазоносных структур на восточном побережье Каспия отвечает полоса темных фотоаномалий; здесь находятся структуры Корсак, Косчагыл, Кульсары, Тюлюс, Каратон, Караган, Тажигали, Тюлегень и др.

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Западная часть Восточно-Европейской платформы образована разнообразными тектоническими элементами, среди которых крупнейшими являются Украинский щит, Белорусская и Воронежская антеклизы, Балтийская и Московская (частично) синеклизы, Припятский прогиб, Подлясско-Брестская впадина, Балтийско-Приднестровская система перикратонных прогибов, Львовско-Люблянский палеозойский прогиб и др. [Неволин,

1971; Айзберг, Гарецкий, 1974; Берзинь и др., 1974; Тектоническая..., 1977; Голиздра, 1978; Тектоника..., 1979; Матвеев и др., 1980; и др.]. Здесь же анализируются только вопросы нефтегазоносности провинций.

Строение и геологическое развитие рассматриваемого региона предопределили размещение здесь месторождений нефти и газа. Наиболее перспективными оказались территории Припятского прогиба и Балтийской синеклизы. Несколько меньший интерес в этом отношении представляет Волыно-Подольская окраина платформы.

Месторождения нефти Балтийской синеклизы невелики по запасам, приурочены к среднекембрийским отложениям. Нефтеперспективными считаются породы ордовика и силура, в меньшей степени — девона и перми. Залежи связаны с локальными антиклинальными структурами, приуроченными к зонам разломов.

На территории Днестровского и Львовско-Люблянского прогибов нефтепроявления выявлены в рифейско-палеозойской толще. Наиболее перспективны на этой территории кембрийские и силурийские отложения. Здесь выделяются три основные зоны возможного нефтегазонакопления: восточная (от Владимир-Волынского разлома до линии Луцк — Тернополь—Черновцы), включающая полосу силурийских рифов, центральная (протягивается вдоль Устилуг-Рогатинского разлома) и западная (Львовско-Люблянский прогиб от Белз-Балучинский дислокации до Рава-Русского надвига). Залежи углеводородов в пределах этих зон ассоциируются с антиклинальными локальными структурами, тектонически экранированными ловушками, биогермными постройками и др.

Применение космических снимков [Геологическое..., 1978; Космогеологическая..., 1980] при оценке нефтегазоносности запада Восточно-Европейской платформы способствовало уточнению нефтегеологического районирования, детализации строения известных и выделению новых зон нефтегазонакопления, анализу тектонических факторов формирования и размещения месторождений, прогнозированию новых локальных структур.

В пределах Припятского прогиба космические снимки регионального уровня генерализации позволили уточнить трассировку разломных структур и их взаимосвязь, оконтурить крупные блоки подсолевых отложений, а также выделить зоны трещиноватости, с которыми связано улучшение коллекторских свойств продуктивных горизонтов. Анализ характера новейших движений показал, что многие локальные структуры, к которым приурочены нефтяные месторождения и нефтепроявления, испытали на неотектоническом этапе заметные поднятия. Это позволило привлечь космо- и аэрофотоматериалы для выявления перспективных локальных структур. На основании дешифрирования космических снимков и анализа геолого-геофизических данных была выявлена сеть линеаментов, установлено размещение локальных поднятий и проведено неотектоническое районирование территории прогиба.

Сопоставление особенностей локализации известных нефтеносных площадей (Речицкая, Осташковичская, Тишковская, Вишанская, Золотухинская и др.) с обнаруженными в результате дешифрирования локальными поднятиями позволило выделить именно те структуры, которые могут представлять наибольший интерес для постановки нефтепоисковых работ. В этом отношении прежде всего заслуживают внимания северные прибортовые участки, ориентированные на северо-восток локальные поднятия в центре впадины, а также участки южного борта: между Северо-Мостовичской и Восточно-Паричской, Туровской и Лучинивичской, Сколодинской и Михалкинской, Горкинской и Заозерной, Посевлевской и Медвидницкой структурами.

Основной предпосылкой применения космических снимков при изучении Балтийской синеклизы [Берзинь и др., 1977] является возможность выявления тех разломных структур и блоков кристаллического фундамента, которые определили заложение и развитие конседиментационных валообразных и локальных поднятий, перспективных на нефть и газ. Дешифрирование космических снимков позволило существенно уточнить и детализировать трассировку разломов ограничиваемых ими блоков. Разрывы, устанавливаемые на отдельных ограниченных участках по данным геофизики и бурения, объединены в протяженные разломы, которые определяют строение Балтийской синеклизы и разделяют ее на тектонические зоны, различающиеся по перспективам нефтегазоносности. Здесь выделяются три зоны: Славская на севере, Янтарно-Кибартайская в центре, с которой связано наибольшее число известных здесь месторождений, и Правдинская на юге. По ландшафтным особенностям эти зоны, особенно вторую, удалось разделить на чередующиеся подзоны, к которым приурочены месторождения. На структурных картах, построенных без учета результатов дешифрирования, указанная зональность вуалируется региональным наклоном пород платформенного чехла

к центру Балтийской синеклизы. Кроме того, результаты дешифрирования подтвердили приуроченность большинства нефтяных месторождений к структурам, расположенным в районе пересечения меридиональной и широтной систем разломов. Примерами таких месторождений являются Северо-Красноборское, Западно-Красноборское и Ладушкинское. По этому признаку намечены участки, которые аналогичны по строению и могут стать объектами нефтепоисковых работ.

ДНЕПРОВСКО-ПРИПЯТСКАЯ ГАЗОНЕФТЕНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Днепровско-Припятская газонефтеносная провинция приурочена к крупнейшему в пределах Русской плиты авлакогену, ограниченному по системе разломов на северо-востоке Белорусско-Мазурской и Воронежской антеклизами, а на юго-западе Украинской. Юго-восточной границей провинции служат складчатые сооружения Донбасса, северо-западной — склоны Полесской седловины и Микашевичского выступа. Она состоит из Припятской нефтеносной и Днепровско-Донецкой газонефтеносной областей.

Припятская нефтеносная область приурочена к впадине с глубоко погруженным фундаментом и развитой соляной тектоникой. Архейско-протерозойский фундамент залегает на глубинах от 1—2,5 км в пределах поднятий до 5,5—6 км в погруженных частях. Впадина заложена в конце среднего девона и с воронежского времени развивается как грабен. Позднее в прогибание были вовлечены прилегающие части антеклиз и над грабеном сформировалась пологая отрицательная структура. По подсолевому ложу выделяются блоковые и пликативные, по кровле верхнесоленосной толщи — только пликативные формы. Для большинства локальных поднятий отмечено несоответствие структурных планов по подсолевым, межсолевым, и надсолевым, в том числе мезозойским, отложениям.

Днепровско-Донецкая впадина является одной из сложно построенных газонефтеносных областей. Архейско-протерозойский кристаллический фундамент в ее пределах погружается в юго-восточном направлении от 1—1,5 км до 10—12 км. Соляная тектоника способствовала образованию различных видов погребенных структур, являющихся ловушками для углеводородов, и обусловила значительную расчлененность физических полей, связанную с особенностями глубинного строения. Центральный грабен впадины и окаймляющие его зоны краевых нарушений отделены от бортовых частей региональными разломами. По нижним структурным ярусам развиты преимущественно блоковые, по средним — блоковые и пликативные, по верхним — преимущественно пликативные структуры. Для ряда локальных поднятий характерно несоответствие их структурных планов по различным отложениям.

Основными продуктивными комплексами Припятской области являются подсолевой и межсолевой девонские, Днепровско-Донецкой — нижнекаменноугольный и верхнекаменноугольно-нижнепермский.

Припятской впадине соответствует обширная и пониженная по сравнению с окружающими районами территория, совпадающая с Полесской низменностью и с северной частью Приднепровской низменности и представляющая собой сглаженную и заболоченную равнину озерно-аллювиального и водно-ледникового происхождения. Поверхность равнины нарушается эрозионными останцами моренных и водноледниковых образований, а также различными формами эолового рельефа.

Днепровско-Донецкой впадине соответствует Приднепровская низменность, которая на северо-западе переходит в Полесье, а к юго-востоку — в возвышенность Донецкого кряжа. В Приднепровской низменности выделяются террасы Днепра и его левых притоков, лёссовые возвышенные равнины, на отдельных участках — ледниковые и водноледниковые равнины.

Днепровско-Припятская газонефтеносная провинция достаточно детально и разносторонне изучена геологически, но в последние годы здесь наметилась тенденция к снижению эффективности поисково-разведочных работ. Одной из причин этого следует, по-видимому, считать сокращение фонда подготовленных структур и ограниченный их выбор для постановки поискового бурения. В условиях подобного «структурного голода» становится актуальной проблема расширения комплекса методов изучения нефтегазоносных территорий, в том числе совместное использование аэрокосмических и традиционных геолого-геофизических данных.

Изучение Днепровско-Припятской газонефтеносной провинции дистанционными методами начато в 50-х годах в процессе государственной среднемасштабной геологической съемки, а непосредственно для нефтегазопоисковых целей — с 1966 г. [Гридин,

1966; Абрикосов и др., 1974; Голиздра, 1978]. В зависимости от решаемых задач выполнялись обзорно-региональные, региональные и детальные исследования. Объектом обзорно-региональных работ являлась нефтеносная или газонефтеносная область в целом, региональных — зона нефтегазонакопления, детальных — локальный нефтегазопоисковый объект или же его часть. Соответственно менялись и масштабы проводимых работ: для обзорно-региональных — это сверхмелкий и мелкий, для региональных — средний, для детальных — крупный.

Обзорно-региональные исследования базировались на дешифрировании фотоснимков, полученных с орбитальной станции «Салют-4», с космического корабля «Союз-22», со спутников серии «Метеор», более крупномасштабных снимков в видимом, ближнем инфракрасном и радиоволновом диапазонах, а также на всесторонней обработке многозональных снимков и материалов специализированной аэрофотосъемки. Сопоставление, совместный анализ и последующая комплексная переинтерпретация геолого-геофизических и аэрокосмических данных позволили получить новые сведения о неотектонике и глубинном строении провинции [Гридин, Еременко, 1979]. Уточнено (рис. 151) строение Северного и Южного глубинных разломов, а также региональных продольных и поперечных разрывных нарушений. В отличие от результатов геолого-геофизических работ на космических материалах глубинные разломы отобразились зонами разрывных нарушений, ширина которых колеблется от 4—8 до 15—20 км (см. рис. 151). В пределах этих зон выявляются фотоаномалии, сопоставляемые с гемиантиклинальными складками, ограниченными серией разрывов. Последние обусловливают ступенчатое погружение продуктивных горизонтов в сторону центральных частей авлакогена. Нефтепоисковые работы, проведенные на Озерщинской, Прокопенковской и ряде других площадей, показали, что гемиантиклинальные складки могут контролировать промышленные залежи углеводородов.

Продольные зоны нарушений северо-западного простирания, контролирующие крупные зоны поднятий по глубоко погруженным горизонтам, уверенно выделяются аэрокосмическими исследованиями и на изученных участках достаточно хорошо сопоставляются с результатами сейсморазведочных и буровых работ. Однако в их рисовке и размерах отмечены отличия. По данным аэрокосмических работ, каждая из продольных зон представлена несколькими субпараллельными взаимосвязанными линейными компонентами ландшафта, прослеживающимися на значительные расстояния. Одна из особенностей этих зон — прерывистый характер их простирания, обусловленный поперечными линеаментами, которые расчленяют продольные зоны на отдельные, обычно смещенные друг по отношению к другу участки. По результатам сейсморазведочных и буровых работ продольные региональные нарушения показываются обычно одной полого-извилистой линией, реже — полосой определенной, иногда значительной ширины. Поперечные разломы выделяются сравнительно редко в виде разрозненных локальных сбросов небольших амплитуд, не образующих закономерно упорядоченных систем и не оказывающих влияния на структурный облик изученных территорий. Напротив, по аэрокосмическим данным, зоны линеаментов, сопоставляемые с поперечными разрывными нарушениями, распространены повсеместно и образуют системы линейных нарушений, существенно влияющих на структуру региона. Они простираются на значительные расстояния, характеризуются шириной от нескольких сотен метров до 8—10 км, включают от двух-трех до пяти — семи разрывных нарушений.

В геофизических полях им соответствуют зоны значительных градиентов и линейное распределение аномалий. Структурное дешифрирование позволило установить трансрегиональный характер ряда поперечных зон разрывных нарушений. Некоторые из них расчленяют (см. рис. 151) все основные структурные элементы территории: северные склоны Украинской антеклизы, собственно Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген, юго-западные склоны Воронежской и южные склоны Мазурско-Белорусской антеклиз.

Сведения о размещении разрывных нарушений в пределах Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена, полученные в результате обобщения геолого-геофизической и дистанционной информации, убеждают в существовании определенной размерности блоков, разделяемых разрывными нарушениями различных рангов. Продольные разрывные нарушения и их зоны характеризуются и различной частотой: трансрегиональные глубинные разломы, разделяющие крупные структурные элементы, отсточт друг от друга на 180—200 км, зоны региональных разрывных нарушений — на 25—40 км, продольные разрывные нарушения в пределах моноклинальных склонов зон поднятий — на 5—7 км. Для зон поперечных разломов также устанавливается определенная периодичность в распределении: трансрегиональные зоны отстоят друг от друга на 120—150 км,

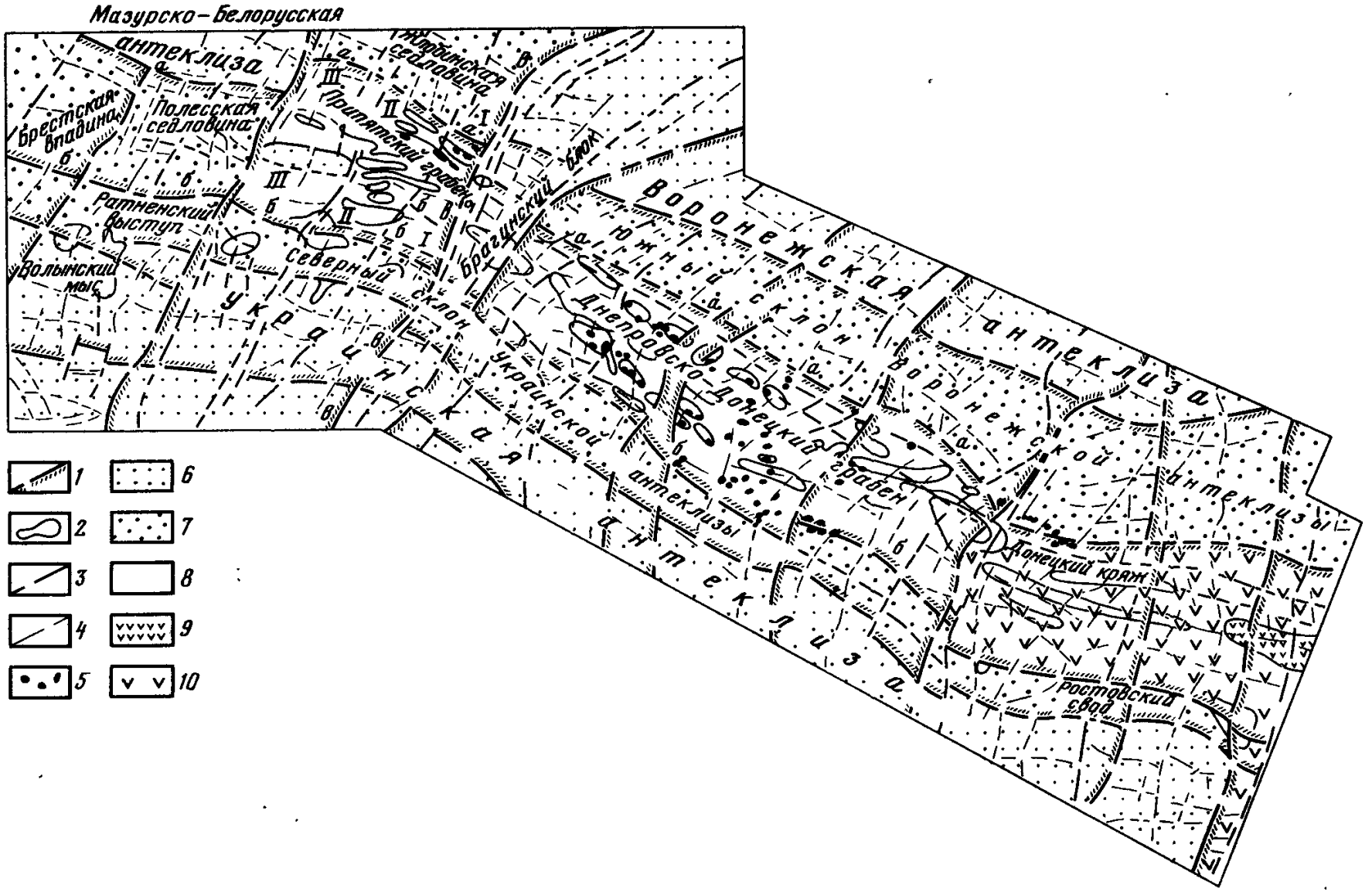


Рис. 151. Схема тектонического строения Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена [Гридин, Еременко, 1979]. Составлена на основе дешифрирования космических снимков с использованием Карты тектонического районирования юга СССР масштаба 1 : 2 500 000 (1974 г.)

1, 2 — контуры тектонических структур: *1* — крупных, *2* — средних и мелких; *3, 4* — структурные линии, выраженные в строении ландшафта и предположительно сопоставляемые: *3* — с зонами разрывных нарушений (*а* — Северного, *б* — Южного глубинных разломов, *в* — Гомельско-Комаринской), *4* — с разрывными нарушениями; *5* — основные нефтяные и газовые месторождения, *6—11* — степень погруженности фундамента или складчатого основания в ядрах структурных элементов (в км): добайкальского возраста: *6* — выше 0, *7* — 0—3, *8* — 3—10, герцинского возраста· *9* — выше 0, *10* — 0—3; неотектонические блоки Припятской впадины: I — Речицко-Хойникский, II — Октябрьско-Мозырский, III — Старобинско-Туровский

региональные — на 20—30 км, локальные — на 4—6 км. Исключением являются зоны поперечных разломов в пределах Брагинского блока и сопредельных территорий, что, по-видимому, объясняется местоположением Брагинского блока как опорного при надвигании Украинской антеклизы на Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген (см. рис. 151).

На неотектоническом этапе эти блоки характеризовались движениями, различающимися по амплитуде и направлению. Суммарные вертикальные амплитуды неотектонических движений достигают 110—130 м в Припятской впадине и 200—300 м в Днепровско-Донецкой. При эффективной мощности продуктивных горизонтов в первые десятки метров эти движения несомненно оказали влияние на переформирование залежей углеводородов, что позволяет считать степень неотектонической активности структурных форм одним из критериев при оценке перспектив их нефтегазоносности.

В неотектоническом структурном плане Припятской впадины (см. рис. 151) отчетливо выделяются (с юго-востока на северо-запад) Брагинский, Речицко-Хойникский, Октябрьско-Мозырский и Старобинско-Туровский блоки.

Брагинский блок отличается максимальными амплитудами неотектонических поднятий и наивысшими отметками геоморфологических уровней; в его пределах широко распространены водно-ледниковые, древнеаллювиальные и эоловые образования, а болотные и озерно-болотные отложения развиты незначительно. От Речицко-Хойникского блока он отделен Гомельско-Комаринской зоной линеаментов, сопоставляемой с одноименной флексурно-разрывной зоной, которая при дешифрировании космических снимков прослежена с юго-запада на северо-восток на 140 км в виде широкой полосы, выделяющейся *полосчатым рисунком фотоизображения и ограниченной линейно ориентированными* компонентами ландшафта. Ширина ее изменяется от 8—12 км на юго-западе до 20—25 км на севере. На всем протяжении зона осложнена северо-западными линеаментами, по которым происходят перерывы и расширения, в результате чего она приобретает ступенчато-четковидное строение.

Речицко-Хойникский блок имеет меньшие амплитуды неотектонических поднятий и менее пестрый рисунок фотоизображения. В его пределах развита II надпойменная терраса рек Днепра и Припяти с отдельными фрагментами водно-ледниковой и озерно-аллювиальной равнин. Значительно распространены эоловые и озерно-болотные отложения.

Октябрьско-Мозырский блок характеризуется еще более пониженными отметками геоморфологических уровней, большим развитием озерно-болотных и сокращением площади эоловых образований.

В пределах устойчиво опускавшегося Старобинско-Туровского блока развиты обширные заторфованные и заторфовывающиеся понижения среди озерно-аллювиальных равнин; характерен однородный рисунок фотоизображения.

Сопоставление неотектонической активности перечисленных блоков свидетельствует об их ступенчатом погружении на неотектоническом этапе с юго-востока на северо-запад — от Брагинского блока к Старобинско-Туровскому. Это видно по результатам дешифрирования космических снимков и подтверждается материалами грави-, магнито-, сейсморазведочных и буровых работ.

Большинство известных месторождений и проявлений нефти и газа сконцентрировано в пределах Речицко-Хойникского, единичные — в пределах Октябрьско-Мозырского и Старобинско-Туровского блоков. Брагинский блок сейсморазведкой и глубоким бурением изучен пока недостаточно. Сопоставление поперечной неотектонической зональности Припятской впадины с распределением известных месторождений и проявлений нефти свидетельствует о том, что ее блоковое строение, проявившееся особенно отчетливо на неотектоническом этапе, может играть определенную роль в распределении и перераспределении залежей нефти. Эти закономерности пока только намечены и требуют подтверждения другими методами исследований.

Особенности строения и развития Припятской впадины прослежены путем дешифрирования космических снимков и на сопредельных территориях, в том числе на северном склоне Украинской, на южных склонах Мазурско-Белорусской и Воронежской антеклиз, в пределах Днепровско-Донецкой впадины (см. рис. 151). Последняя имеет крупноблоковое строение и состоит из ступенчато погружающихся на юго-восток блоков.

Региональные аэрокосмические исследования в пределах Припятской впадины и северо-запада Днепровско-Донецкой проведены на площади свыше 40 тыс. км ^{2}. Основным фактическим материалом послужили средне- и мелкомасштабные, а на участках опытных работ — крупномасштабные снимки, полученные в результате съемок в видимой,

ближней инфракрасной и радиоволновой частях спектра Широкое применение получили спектрозональные и многозональные фотоснимки, а также преобразования первичного фотоизображения с использованием методов фотографической и оптико-электронной фильтрации, цветокодирования и синтезирования. Дешифрирование выполнялось на основе анализа и переинтерпретации фактического материала предшествующих геологосъемочных, поисковых, геофизических и буровых работ

Зоны линеаментов, выделенные при обзорно-региональных работах, в процессе региональных исследований уточнены по простиранию, ширине и взаимному расположению. Зоны поперечных линеаментов выражены в ландшафте лучше, чем зоны продольных, и расчленяют последние на отдельные части, иногда с горизонтальными смещениями, амплитуды которых колеблются от 0,2—0,5 до 4—7 км, что, по-видимому, обусловлено сбросо-сдвиговым характером поперечных разрывных разрушений. Продольные линеаменты, сопоставляемые с региональными разломами, контролируют цепочки фотоаномалий, которые совпадают с зонами поднятий, известных по результатам предшествующих геофизических и буровых работ: Первомайско-Александровской, Речицко-Вишанской, Калиновско-Малодушинской, Гороховско-Хобнинской и другими в Припятской впадине, а также Журавковско-Гнединцевской, Леляковско-Озерянской, Антоновско-Каплинцевской, Малосорочинско-Матящевской и другими в Днепровско-Донецкой впадине. Региональные аэрокосмические исследования детализировали, а в ряде случаев уточнили местоположение и строение фотоаномалий, сопоставляемых с указанными зонами.

Речицко-Вишанская зона поднятий отобразилась цепочкой фотоаномалий, соответствующих Речицкой, Тишковской, Осташковичской, Сосновской, Давыдовской локальным структурам. Эти аномалии контролируются продольной зоной линеаментов, сопоставляемой с Речицким региональным разломом. Друг от друга они отделены поперечными линеаментами, образующими закономерную систему. Сопоставляемые с ними поперечные разломы были выявлены предшествующими геолого-геофизическими исследованиями лишь на отдельных участках. Последующие геологоразведочные работы подтвердили их наличие в пределах Тишковской, Сосновской и ряда других площадей.

Региональными работами выявлены ранее неизвестные продольные цепочки фотоаномалий, интерпретируемые как возможные зоны нефтегазонакопления. В восточной части Припятской впадины на склонах поднятий и в депрессиях намечено 14 зон фотоаномалий (Южно-Первомайская, Иваново-Заходская, Красноземско-Демеховская, Кротовская, Дубровицко-Рашевская, Юровичско-Хойникская, Ломышско-Кожушковская и др.), в южной части Жлобинской седловины — пять, на территории Брагинского блока — шесть. Северный склон Украинской антеклизы осложнен Выступовичской, а южный склон Мазурско-Белорусской антеклизы — Дворищанской зонами фотоаномалий. Всего в восточной части Припятской впадины выявлено 39 зон фотоаномалий; из них восемь совпадают с зонами поднятий, известными по результатам предшествующих геолого-геофизических работ, а 31 намечена впервые

В Днепровско-Донецкой впадине к северо-востоку и юго-западу от известных продольных региональных нарушений аэрокосмическими исследованиями намечены протяженные зоны линеаментов северо-западного простирания. По данным геолого-геофизических работ, им только на отдельных участках соответствуют малоамплитудные разрывные нарушения. Эти зоны контролируют цепочки фотоаномалий, сопоставляемые с предполагаемыми зонами поднятий — Варвинско-Хортицкой, Горобиевско-Мармызовской, Поповско-Семиреньковской, Солнцевско-Кавердинской, Мелюшкинско-Левенцовской, Якимовско-Кузьменской, Хорольско-Харченковской и др. Фотоаномалии, входящие в указанные зоны, ограничены и осложнены продольными и поперечными разломами. Всего намечено 29 таких зон, из них 11 соответствуют ранее выявленным зонам поднятий по продуктивным горизонтам, а 18 намечены впервые.

В пределах Речицко-Вишанской и Калиновско-Молодушинской зон суммарная амплитуда движений за неоген-четвертичный этап, судя по результатам геологосъемочных работ, может быть оценена в 60—90 м. Учитывая значительные перерывы в осадконакоплении в неогене и антропогене, можно предположить, что амплитуда относительных поднятий Речицко-Вишанской зоны над Малодушинской зоной опусканий могла достигать 100 м и более. Эта амплитуда сопоставима или превышает высоту этажа нефтегазоносности на месторождениях нефти Указанные перемещения и изменения гидродинамического режима, по-видимому, сыграли определенную роль в переформировании залежей нефти.

Речицкая, Осташковичская и Давыдовская фотоаномалии характеризуются максимальной, а Тишковская и Сосновская — средней степенью выраженности в ландшафте. По простиранию осевая линия Речицко-Вишанской зоны неотектонических поднятий ундулирует: структуры максимальных неотектонических поднятий сменяются поднятиями средней интенсивности. По результатам буровых работ, подошва неоген-четвертичных отложений на сводах Осташковичской, Речицкой, Давыдовской структур залегает на отметках +120, +130 м, Тишковской и Сосновской — на отметках +90, +110 м.

Аналогичное строение имеет Калиновско-Малодушинская зона поднятий, которая включает Вышемировскую, Барсуковскую, Малодушинскую и Золотухинскую структуры значительных поднятий, разделяемые структурными формами средней и минимальной интенсивности неотектонических движений.

Более сложные пространственные взаимоотношения неотектонических структур различной активности наблюдаются в Днепровско-Донецкой впадине. Как и в припятской части авлакогена, продольные оси зон поднятий здесь ундулируют; амплитуда ундуляции возрастает до 60—100 м. Несколько осложняется облик неотектонических структур: между структурами с максимальной и минимальной амплитудами неотектонических поднятий расположены структурные формы (блоки и периклинали, отсеченные разломами) средней интенсивности движений. Это обусловливает их ступенчато-блоковый характер.

И в Припятской, и в Днепровско-Донецкой впадинах локальные неотектонические поднятия группируются в поперечные зоны, которые как бы наложены на описанные выше продольные зоны поднятий Примерами могут служить Золотухинско-Осташковичская (рис. 152), Малодушинско-Речицкая, Журавковско-Леляковская, Антоновско-Гнединцевская зоны. При пересечении продольной и поперечной зон поднятий возникают локальные структуры с максимальными амплитудами воздымания (Осташковичская, Золотухинская, Малодушинская, Речицкая, Журавковская, Леляковская, Гнединцевская и др.) В местах пересечений поперечной зоны поднятий с продольной зоной опусканий образуются седловины (например, между Осташковичской и Золотухинской структурами). Сопоставление поперечных зон поднятий с имеющимися данными о нефтеносности свидетельствует о том, что месторождения располагаются или в пределах поперечных зон поднятий, или же на их склонах.

Поперечные зоны неотектонических поднятий разделяются линеаментами, сопоставляемыми с разрывными нарушениями и образующими закономерно построенную систему структурных линий. Поперечные разрывные нарушения могут представлять интерес и в качестве самостоятельных нефтегазопоисковых объектов. Они разделяют локальные поднятия на отдельные блоки. Например, Малосорочинское, Радченковское, Сагайдакское поднятия расчленены каждое на четыре блока. Осложнения на пологих крыльях зон поднятий также имеют блоковое строение (Поповское, Солнцевское, Северо-Сагайдакское, Гавриловское поднятия и др.). Отсекая периклинальные части нефтегазоносных структур, поперечные разломы могут служить тектоническим экраном залежей (например, на Озерянской площади).

В результате региональных аэрокосмических исследований наметилось еще одно направление — поиски структурных осложнений на крыльях зон поднятий и в депрессиях между ними. По данным предшествующих геофизических работ, крылья представляют собой пологие моноклинали шириной до 12—20 км. На них и в депрессиях аэрокосмическими работами выявлены протяженные зоны фотоаномалий, сопоставляемые с неизвестными ранее зонами поднятий Так, на пологих склонах зон поднятий к северу от Осташковичского, Речицкого и Золотухинского месторождений в Припятской нефтеносной области, к северо-востоку от Гнединцевского, Леляковского, Озерянского, Сагайдакского и других месторождений в Днепровско-Донецкой газонефтеносной области были выделены фотоаномалии, сопоставляемые с продольными разрывными нарушениями и контролируемыми ими гемиантиклинальными складками. На рис. 152 представлена гипотетическая структурная схема Золотухинско-Осташковичской площади по результатам аэрокосмических исследований; в пределах пологих склонов Золотухинского и Осташковичского поднятий выявлено по две-три зоны фотоаномалий, интерпретируемые как структурные осложнения. Открытие Дубровского месторождения нефти, а также приток нефти, полученный на крыле Золотухинского поднятия из скв. 25 (см. рис. 152), подтверждают предположение о наличии структурных осложнений крыльев поднятиий. По мнению И. Е. Котельникова, Г. А. Некрасова и других исследователей, это позволяет связывать перспективы нефтеносности с глубоко погруженными склонами зон поднятий, где могут быть выявлены залежи нефти, приуроченные к малоамплитуд-

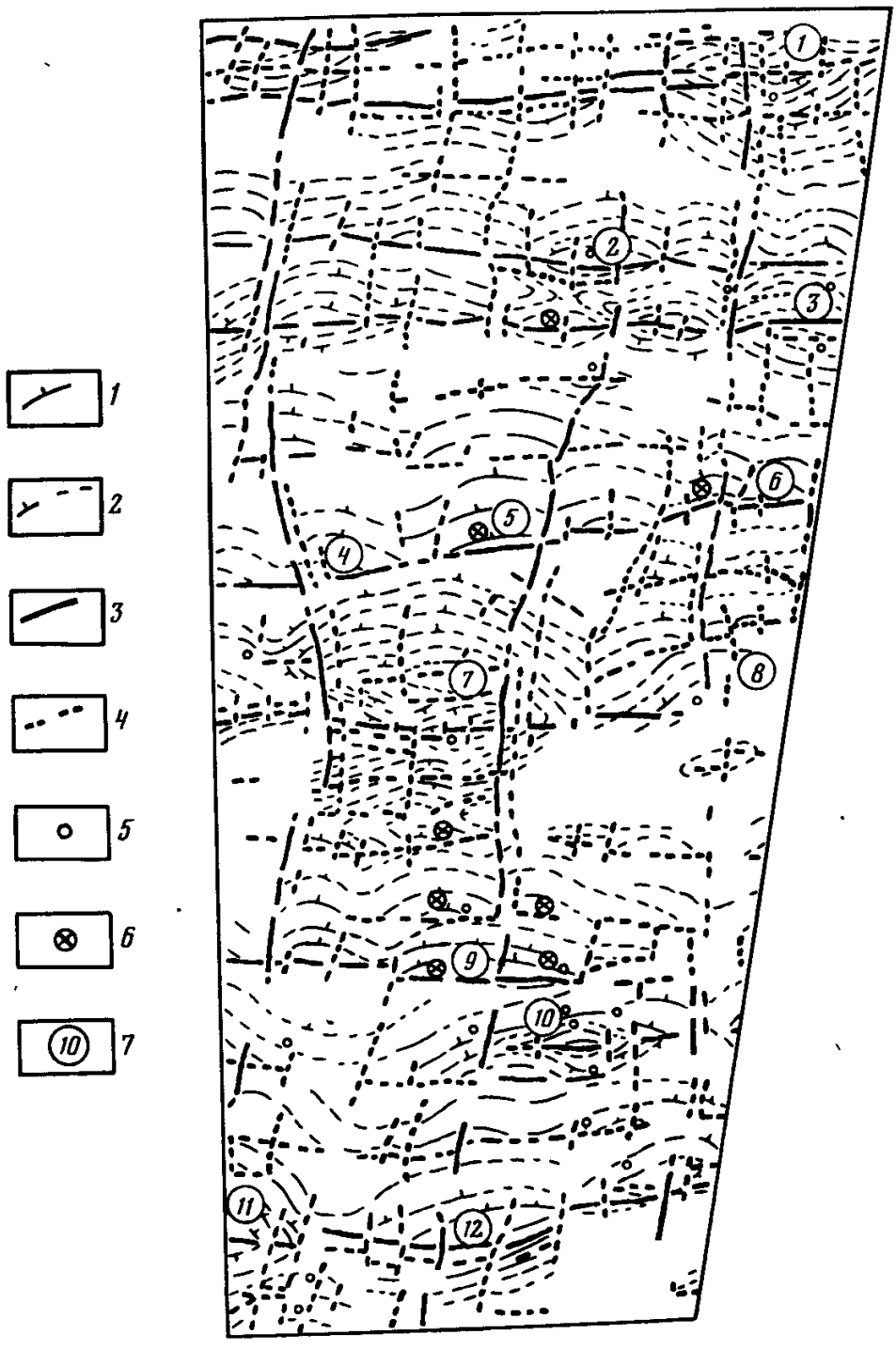


Рис. 152. Результаты дешифрирования Золотухинско-Осташковичской площади Припятской нефтеносной области

1, 2 — структурные линии, выраженные в строении ландшафта и предположительно отображающие складчатые дислокации (берг-штрихи — по падению пород) *1* — достоверные, *2* — предполагаемые, *3, 4* — структурные линии, выраженные в строении ландшафта и предположительно отображающие дизъюнктивные дислокации, *3* — достоверные, *4* — предполагаемые, *5* — скважины глубокого бурения, *6* — скважины, рекомендованные к бурению, *7* — номер фотоаномалии или ее блока 1 — Горвальская, 2 — Первомайская, 3 — Восточно-Первомайская, 4 — Осовская, 5 — Заходская, 6 — Будка-Шибенская (Дубровская), 7 — Осташковичская, 8 — Тишковская, 9 — Северо-Золотухинская, 10 — Золотухинская, 11 — Рудненская, 12 — Боровиковская

ным ловушкам сводового, литолого-стратиграфического и тектонически экранированного типов.

Опыт аэрокосмических исследований на региональном уровне генерализации свидетельствует о целесообразности использования материалов дистанционных работ для оперативного обновления среднемасштабных структурных и структурно-геологических схем и карт, так как даже в районах достаточно высокой степени геологической изученности эти методы вносят существенные коррективы в имеющиеся представления о строении изучаемой территории.

Детальные аэрокосмические исследования выполнялись для уточнения строения известных и выявления новых локальных объектов поиска месторождений нефти и газа. Анализируются их результаты на площади 24 тыс. км^2. Детальное геологическое, геоморфологическое и структурное дешифрирование специализированных фотоснимков среднего и крупного масштабов выполнялось в комплексе с обработкой и частичной переинтерпретацией всего имеющегося геолого-геофизического фактического материала.

Район исследований 1968—1970 гг. площадью свыше 1,5 тыс. км^2 располагается в наиболее изученной восточной части Припятской впадины, где неоднократно проводились электро-, грави- и сейсморазведочные работы и пробурено свыше 120 скважин глубиной до 3 км, в основном на Речицком месторождении. В итоге аэрокосмических исследований были получены новые данные о глубинном строении района. Речицкий региональный разлом в ландшафте прослеживается в виде зоны, состоящей из трех — пяти продольных линеаментов и имеющей ширину 1—2,5 км. Зона была выявлена со смещением на 0,5—2 км к юго-западу по отношению к тектоническому нарушению, установленному геофизическими работами. Бурением скв. 67, 89, 70 подтверждено указанное «смещение», что позволило увеличить контур нефтеносности месторождения и дополнительно прирастить его запасы [Абрикосов и др., 1974].

По результатам аэрогеологических исследований 1968—1970 гг., зона Малодушинского регионального нарушения располагается в 3,5—4 км южнее разлома, выделенного по данным сейсморазведки. Буровыми работами 1973—1974 гг. это смещение также подтверждено. В его пределах в последующем было выявлено Малодушинское месторождение нефти. Аналогичные смещения положения разломов и их зон отмечены для Осташковичской, Золотухинской, Вышемировской, Барсуковской и других структур. Анализ полученных результатов свидетельствует о том, что в сложных геологических условиях, особенно в зонах региональных разрывных нарушений, аэрокосмические исследования позволяют не только наметить продольные разломы, но и помочь в определении их положения с точностью, удовлетворяющей требованиям нефтепоисковых работ.

Зоны фотоаномалий, выявленные региональными космическими исследованиями, подтверждены также детальными аэрокосмическими работами и сопоставляются со структурными осложнениями моноклинальных склонов. Детализированы и уточнены контуры отдельных фотоаномалий, сопоставляемых со складчатыми дислокациями, их блоками, а также с продольными и поперечными разрывными нарушениями. Последующими сейсморазведочными и буровыми работами осложнения на моноклинальных склонах подтверждены к северо-востоку от Осташковичской (Дубровское месторождение нефти), Золотухинской (скв. 25), Речицкой (Демеховская площадь), Малодушинской (Северо-Малодушинская площадь) и других структур. Выявление осложнений на моноклинальных склонах зон поднятий считается одним из перспективных направлений нефтепоисковых работ в Припятской впадине.

Обобщение результатов поискового и разведочного бурения, а также данных эксплуатации Речицкого и Осташковичского месторождений, выполненное С. С. Златопольским и В. В. Ржанниковым, показало приуроченность участков улучшения коллекторских свойств всех продуктивных горизонтов к одним и тем же зонам, в плане соответствующим линеаментам северо-восточного простирания. Эти зоны на неотектоническом этапе характеризовались активными движениями переменного знака, что способствовало образованию зон трещиноватости в продуктивных отложениях и в то же время предопределило возникновение и существование линеаментов в современном ландшафте. Напротив, продольные региональные разломы, по которым установлены значительные (до 1,5—2 км) вертикальные смещения продуктивных горизонтов, на неотектоническом этапе были малоактивными. Последнее, вероятно, и стало причиной отсутствия в их пределах пород с повышенными коллекторскими свойствами, а также их слабой выраженности в ландшафте. Намеченные закономерные связи между формированием зон повышенных коллекторских свойств продуктивных отложений, их неотектонической активностью и выраженностью в ландшафте раскрывают широкие перспективы использования аэрокосмических методов не только при региональных геолого-геофизических исследованиях, но и при детальных поисках, разведке и эксплуатации месторождений нефти и газа, что было показано для Волго-Уральской области [Флоренский и др., 1973] и п-ова Бузачи [Флоренский, Руднев, Крючков, 1976].

За период 1968—1978 гг. в восточной части Припятской впадины детальными аэрокосмическими исследованиями выявлено 280 локальных фотоаномалий. Из них 86 соответствуют поисковым объектам, ранее известным по даным сейсморазведки и бурения, и 194 намечены впервые. Из 194 аномалий в качестве первоочередных было рекомендовано 78. В 1973 г. начаты детальные аэрокосмические исследования северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. В их задачу входили выбор оптимального комплекса методов и приемов дистанционного изучения района, дальнейшее углубление методики и технологии исследований, в связи с чем были выполнены специализированная аэросъемка опорных участков, полевое и камеральное дешифрирование материалов фотосъемки

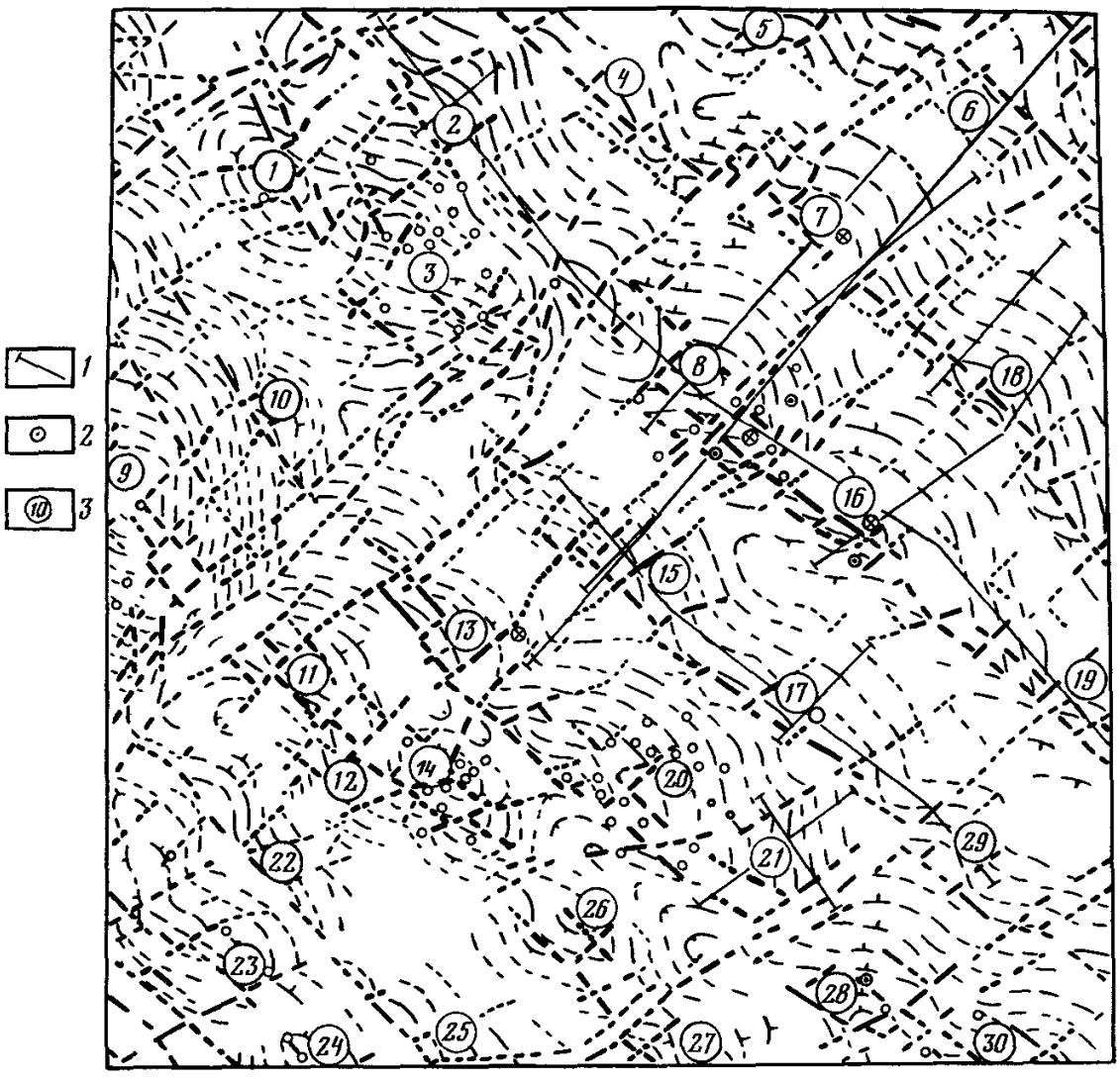


Рис. 153. Результаты структурного дешифрирования Гнединцевско-Леляковской площади Днепровско-Донецкой газонефтеносной области. Составили В И. Гридин, Ю Л. Соколова, 1973 г.

1 — сейсмопрофили, рекомендованные по результатам аэрокосмических работ, *2* — скважины, пробуренные в результате последующих нефтегазопоисковых работ, *3* — номер локальной аномалии или ее блока: 1 — Мильковская, 2 — Переволочненская, 3 — Леляковская, 4 — Охиньковская, 5 — Сокиринцевская, 6 — Сребнинская, 7 — Горобиевская, 8 — Озерянская-I, 9 — Журавковская, 10 — Ладанская, 11 — Западно-Богдановская-I, 12 — Западно-Богдановская, 13 — Светличная, 14 — Богдановская, 15 — Варвинская, 16 — Озерянская-II, 17 — Хортицкая, 18 — Мармызовская, 19 — Брагинцевская, 20 — Гнединцевская, 21 — Остаповская, 22 — Северо-Антоновская, 23 — Антоновская, 24 — Каплинцевская, 25 — Северо-Каплинцевская, 26 — Западно Дащенковская, 27 — Дащенковская, 28 — Белоусовская, 29 — Сухолохвицкая, 30 — Чернухинская Остальные условные обозначения см на рис 152

Один из опорных участков площадью 1,3 тыс. км^2 располагается в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины и включает Гнединцевское, Богдановское, Леляковское месторождения нефти. Структурным дешифрированием установлено, что основные особенности глубинного строения этого участка отображаются на снимках (рис. 153). Гнединцевское, Леляковское, Богдановское, Журавковское и ряд других поднятий характеризуются повышенной расчлененностью рельефа и опознаются по совокупности закономерно распределенных и ориентированных эрозионных форм и их элементов. Над сводами поднятий резко возрастает густота эрозионной сети и глубина ее вреза. Эти и другие признаки дешифрирования позволили выявить на фотоснимках все 12 поднятий, известных до этого в районе работ. Была намечена продольная и поперечная зональность, установлена существенная роль северо-западных и северо-восточных разрывных нарушений.

По материалам аэрокосмических исследований (см. рис. 153), в отличие от имеющихся данных сейсморазведки, достаточно уверенно выделяются поперечные зоны, ограничивающие с юго-востока Журавковское и Леляковское поднятия, с северо-запада и юго-востока Гнединцевскую и Озерянскую структуры и др. Предположительно намечается ряд локальных поперечных разрывов, в том числе в пределах Гнединцевского и Леляковского поднятий. Учитывая возможность тектонического экранирования ими отдельных залежей нефти и газа, особенно на периклиналях поднятий и их крыльях, изучение поперечных разрывов и их картирование представляется одной из основных задач нефтегазопоисковых работ, решение которой позволит расширить перспективы выявления залежей нефти и газа вблизи известных месторождений.

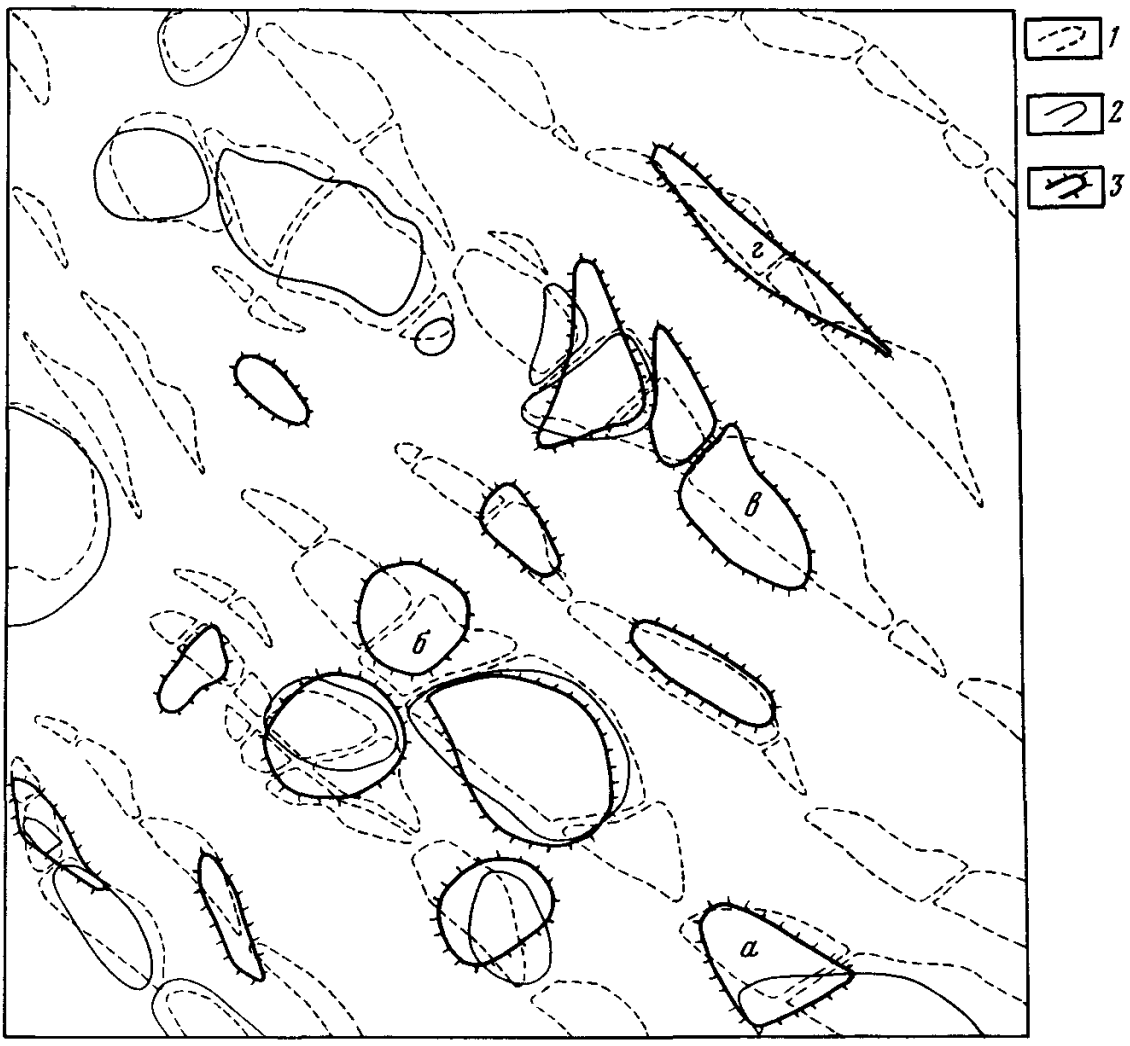


Рис. 154. Сопоставление результатов детальных аэрокосмических, предшествующих и последующих геолого-геофизических исследований в пределах Гнединцевско-Леляковской площади Днепровско-Донецкой газонефтеносной области

1 — контуры фотоаномалий, выявленных детальными аэрокосмическими работами и сопоставляемых с локальными нефтепоисковыми объектами, *2, 3* — контуры локальных нефтепоисковых объектов, выявленных *2* — предшествующими геолого-геофизическими работами, *3* — последующими геолого-геофизическими работами, в том числе: *а* — Белоусовского и *б* — Светличного месторождений, *в* — Озерянской-II и *г* — Горобиевской локальных структур

Помимо 12 известных локальных структур, дешифрированием выявлено 18 новых фотоаномалий, сопоставляемых с возможно перспективными объектами (рис. 154). Как и в Припятской впадине, вновь выявленные фотоаномалии расположены на пологих моноклиналях, образуя вытянутые вдоль них цепочки, и в депрессионных частях территории. Некоторые из них сопоставляются с периклиналями, отсеченными поперечными разломами.

В 1973—1978 гг. детальные аэрокосмические исследования северо-запада Днепровско-Донецкой впадины были продолжены. Всего за это время работами на площади 12,1 тыс км^2 было выявлено 274 фотоаномалии, из которых 126 соответствуют структурам, известным по результатам предшествующих геолого-геофизических работ, и 148 намечены впервые Особенностью новых фотоаномалий является то, что они установлены рядом с известными месторождениями, на участках с высокой степенью геолого-геофизической изученности.

Новые сведения о глубинном строении и неотектонике Днепровско-Припятской газонефтеносной провинции, полученные в итоге комплексных (аэрокосмических и геолого-геофизических) исследований, позволяют дать рекомендации по выбору основных направлений поисков нефти и газа:

1) при региональных и детальных нефтепоисковых работах необходимо учитывать особенности неотектонического развития, прежде всего активность зон поднятий и локальных структур в неоген-четвертичное время,

2) при обосновании очередности ввода в поисковые работы тех или иных объектов следует учитывать не только продольную тектоническую, но и поперечную неотектоническую зональность,

3) в целях обеспечения необходимого фронта поисково-разведочных работ целесообразно более детальное изучение пологих крыльев зон поднятий комплексом исследо-

ваний, в том числе аэрокосмическими, геофизическими и, по опорным профилям, буровыми работами;

4) при планировании геолого-геофизических исследований особое внимание следует обратить на положение поперечных региональных и локальных линеаментов, сопоставляемых соответственно с зонами разломов и локальными разрывными нарушениями, которые могут служить тектоническими экранами залежей и вместе с тем контролировать распределение продуктивных отложений с повышенными коллекторскими свойствами.

НАЗЕМНЫЕ И ДИСТАНЦИОННЫЕ ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В первой части настоящей монографии была изложена методика геотермических исследований при нефтегазопоисковых работах. Ниже приведены результаты конкретного применения этой методики на примере Прилукского месторождения Днепровско-Донецкой впадины.

При выборе опытных площадей учитывались особенности структурно-тектонических, литологических и гидрогеологических факторов, а также тип залежи. Например, Лелявковская площадь, содержащая сводовую залежь, отличается от Прилукской отсутствием тектонического экранирования и перетоков подземных вод; Качановская площадь содержит многопластовую тектонически экранированную сводовую залежь. На опытных площадях проведены наземные геотермические исследования:

1) в целях выяснения нефтегазопоискового геотермического сигнала в приповерхностных слоях проведены посезонные измерения температур и отбор образцов пород на газовый, химический и микробиологический анализы в скважинах, расположенных на профилях, пересекающих опытные площади; 2) в целях выявления геотермических критериев дистанционных поисков нефтегазовых залежей и основных природных процессов и факторов, искажающих поисковый геотермический сигнал (при синхронных контактных и дистанционных измерениях температуры земной поверхности), по профилям выполнены посезонные круглосуточные контактные измерения температуры земной поверхности.

Прилукское месторождение расположено к северу от г. Прилуки, в северо-западной части южной прибортовой зоны Днепровского грабена, и приурочено к внутримульдовой брахиантиклинальной складке северо-западного простирания. Складку нарушают семь крупных разрывов, в том числе два поперечных, рассекающих структуру на несколько крупных блоков.

Промышленные залежи нефти приурочены к средне- и нижнекаменноугольным отложениям на глубине 1433—1470 м. Мощность продуктивных горизонтов 5—60 м, пластовое давление 1,78—1,91 • 10 Па; пластовая температура 62—68 °С; средний геотермический градиент равен 30 °С/км, что выше, чем на соседних структурах.

Линия профиля наземной геотермической съемки (в разноглубинных скважинах и на земной поверхности) проходит вкрест простирания месторождения, через его сводовую часть (совмещена с линией геологического разреза по месторождению, построенного В. Я. Клепининым).

В отечественных и зарубежных работах описывалось наличие в горных породах над нефтяными и газовыми залежами положительных температурных аномалий, значения которых увеличиваются сверху вниз от десятых долей градуса в приповерхностной зоне до нескольких десятков градусов непосредственно над залежью. Этот эффект объясняют обычно экзотермическими процессами в нефтегазовых залежах при деструкции и окислении нефти и газа [Чекалюк и др., 1974]. Перенос выделившегося тепла проходит по принципу кондуктивного (молекулярного) и конвективного (движущимся флюидом) механизмов. В случае кондуктивного переноса температурная аномалия над нефтегазовой залежью линейно уменьшается с уменьшением глубины. Конвективный механизм характерен для зон тектонических нарушений, по которым происходит восходящая фильтрация подземных флюидов, и в этом случае температурная аномалия над залежью в приповерхностных слоях будет большей.

На основании полевых геотермических измерений в 1973—1979 гг. в разноглубинных скважинах и на земной поверхности (от 0 до 10 м) над типовыми нефтяными и газовыми месторождениями Днепровско-Донецкой впадины [Лялько, Митник, 1975; Лялько и др., 1979] с привлечением результатов замеров температур в неглубоких скважинах, выполненных другими исследователями [Чекалюк и др., 1974], установлены аномально высокие превышения температур грунта (по сравнению с температурой фоновых участков на

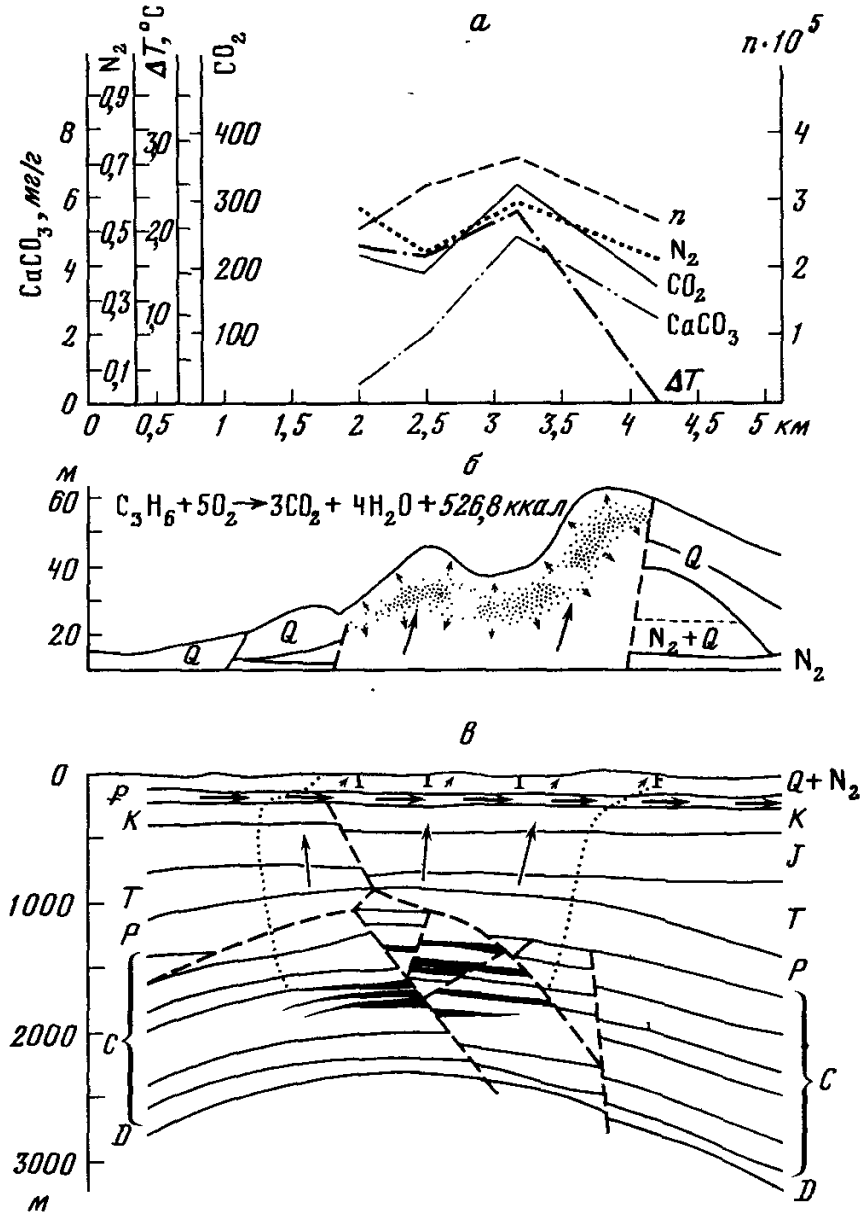


Рис. 155. **Результаты экспериментальных комплексных полевых работ, проведенных на Прилукском нефтяном месторождении Днепровско-Донецкой впадины**

а — особенности распределения (на глубине 4 м) приращений температур, содержания CO_2, $CaCO_3$, общего N_2 и бактерий (*n*), растущих на природных углеводородах; *б* — схема биогенетических процессов окисления углеводородов, обусловливающих приращение температур, содержаний CO_2, $CaCO_3$, общего N_2 в приповерхностных слоях, точками показаны скопления бактерий; *в* — геологический разрез месторождения (по В. Я. Клепинину). Жирные линии — залежи нефти, стрелки — пути миграции углеводородов

той же глубине) над нефтяными и газовыми залежами в интервале глубин 1—6 м (рис. 155). Для объяснения этого явления Институтом геологических наук АН УССР и Институтом микробиологии и вирусологии АН УССР на территории полигонов геотермической съемки проведены дополнительные специализированные биогеохимические и литологические исследования. Полученные результаты позволили предположить биогеохимический и связанный с ним теплофизический механизмы, объясняющие аномальное повышение температуры в приповерхностных слоях. Причиной формирования температурных аномалий является тепло, выделяемое в приповерхностных слоях в результате деятельности микроорганизмов, окисляющих в условиях избыточного содержания кислорода на этих глубинах органическое вещество, в том числе углеводороды ряда C_1—C_4, которые мигрируют снизу, из нефтегазовых залежей. Таким образом, на глубинах 1—6 м над нефтегазовыми залежами может, вероятно, существовать своеобразный «биогеохимический реактор», функционирующий вследствие существования на этих глубинах достаточного количества углеводородов и кислорода, необходимых для интенсивной жизнедеятельности углеводородокисляющих микроорганизмов.

Рассмотрим особенности распределения приращений температур и содержания основных биогеохимических составляющих данного процесса, протекающего в приповерхностных слоях (глубины 1—6 м) на типичном для Днепровско-Донецкой впадины Прилукском нефтяном месторождении (см. рис. 155).

Синхронные измерения температуры и отбор проб для соответствующих анализов проводились в скважинах по профилю через месторождение. Погрешность определения превышений температуры в скважинах составляет $\pm 0{,}02$°С. В отобранных пробах

грунта определялось количество микроорганизмов, окисляющих природные углеводороды ряда C_1—C_4 (метан, этан, пропан, бутан), а также содержание продуктов их жизнедеятельности свободной углекислоты (продукт микробиологического окисления углеводородов в настоящее время), микроконкреций $CaCO_3$ (свидетельствуюший об интенсивности и длительности процессов микробиологического окисления углеводородов, при которых выделяется CO_2, реагирующий с ионом кальция просачивающихся грунтовых вод), общего азота (результат накопления биомассы углеводородокисляющих бактерий) Оказалось, что обнаруженные в пробах специфические микроорганизмы действительно интенсивно окисляют углеводороды — гомологи метанового ряда

На всех изученных глубинах максимальное превышение температур (по сравнению с фоном), наибольшее количество углеводородокисляющих микроорганизмов и повышенное содержание продуктов их жизнедеятельности смещены на 600—700 м от центральной части месторождения, где расположены максимальные мощности нефтенасыщенных пластов Это объясняется тем, что на глубине 120—150 м над залежью находится водообильный бучакско-каневский горизонт мощностью до 160 м, горизонтальная миграция воды в котором со скоростью около 1 м/год вызывает сдвиг максимума тепловой аномалии на 600—700 м, обусловленный изменением содержания углеводородов в приповерхностных слоях Наибольшие абсолютные превышения температур, содержания углеводородокисляющих микроорганизмов и продуктов их жизнедеятельности характерны для глубины 4 м, что свидетельствует об интенсивном функционировании «биогеохимического реактора», в котором происходит микробиологическое окисление природных углеводородов Построенные зависимости $\Delta T = f(\Delta CO_2)$ показывают тесную связь между этими параметрами, близкую к линейной Согласно полученным данным по скв 137 (см рис 155, *б, в*) на глубине 6 м отмечается поток углекислого газа, равный $8 \cdot 10^{-4}$ г/см^2 · с При выделении $8 \cdot 10^{-9}$ г углекислого газа выделяется $1{,}46 \cdot 10^{-4}$ Дж Это тепло может создавать температурную аномалию 1—8 °С на глубине нескольких метров

Ореолы рассеяния углеводородных газов над залежами нефти и газа формируются потоками газов со скоростью 10^{-5}—10^{-8} см/с, что обеспечивает «горючим» аномалии температур и содержания углекислого газа в приповерхностных слоях зоны «биогеохимического реактора»

Представления о существовании термических аномалий над залежами углеводородов были использованы при обработке результатов дистанционной тепловой съемки, проведенной экспедицией Института геологических наук АН УССР в сентябре 1978 г на одном из нефтегазовых месторождений Днепровско-Донецкой впадины [1] Исследования выполнялись с борта самолета АН-2 с помощью самолетного инфракрасного радиометра, разработанного и изготовленного в Ленинградском электротехническом институте под руководством В А Вербицкого Спектральный диапазон радиометра 8—13 мкм, чувствительность не ниже 0,12 °С, рабочий диапазон температур 0—35 °С Всего было выполнено 23 основных и пять вспомогательных маршрутов, один из которых совпадает с профилем наземной геотермической съемки

При обработке термограмм были исключены фрагменты, соответствующие участкам с экранирующим влиянием густого кустарника в пойме реки, неубранных полей кукурузы и построек населенных пунктов

По результатам интерпретации материалов съемок была построена схематическая карта распределения приращений радиационных температур Карта сопоставлена с результатами разведочного бурения на нефть и газ в пределах исследованной дистанционной съемкой площади Представляет интерес сравнение распределения приращений $\Delta T_{рад}$ с соответствующими аномалиями геофизических и геохимических полей, полученными при проведении на этой площади комплекса геохимических, геотермических, электро и сейсморазведочных работ Комплекс геофизических и геохимических работ, проведенных Восточно-Украинской экспедицией МГ УССР, был проанализирован Е П Пуздровским с соавторами [1976] Результаты анализа представлены в виде карты распределения параметров K_1 и K_2, которые характеризуют степень совпадения аномальных участков, выделенных с помощью указанных методов

Для области взаимного перекрытия участков геохимических, сейсмо и электро разведочных работ комплексный параметр вычисляется по формуле

$$K_1 = a_1 \Delta \rho_a + a_2 \beta + a_3 (15 - C \cdot 10^{-4}) \cdot 5;$$

---

[1] Эта часть раздела написана совместно с Л Д Вульфсоном

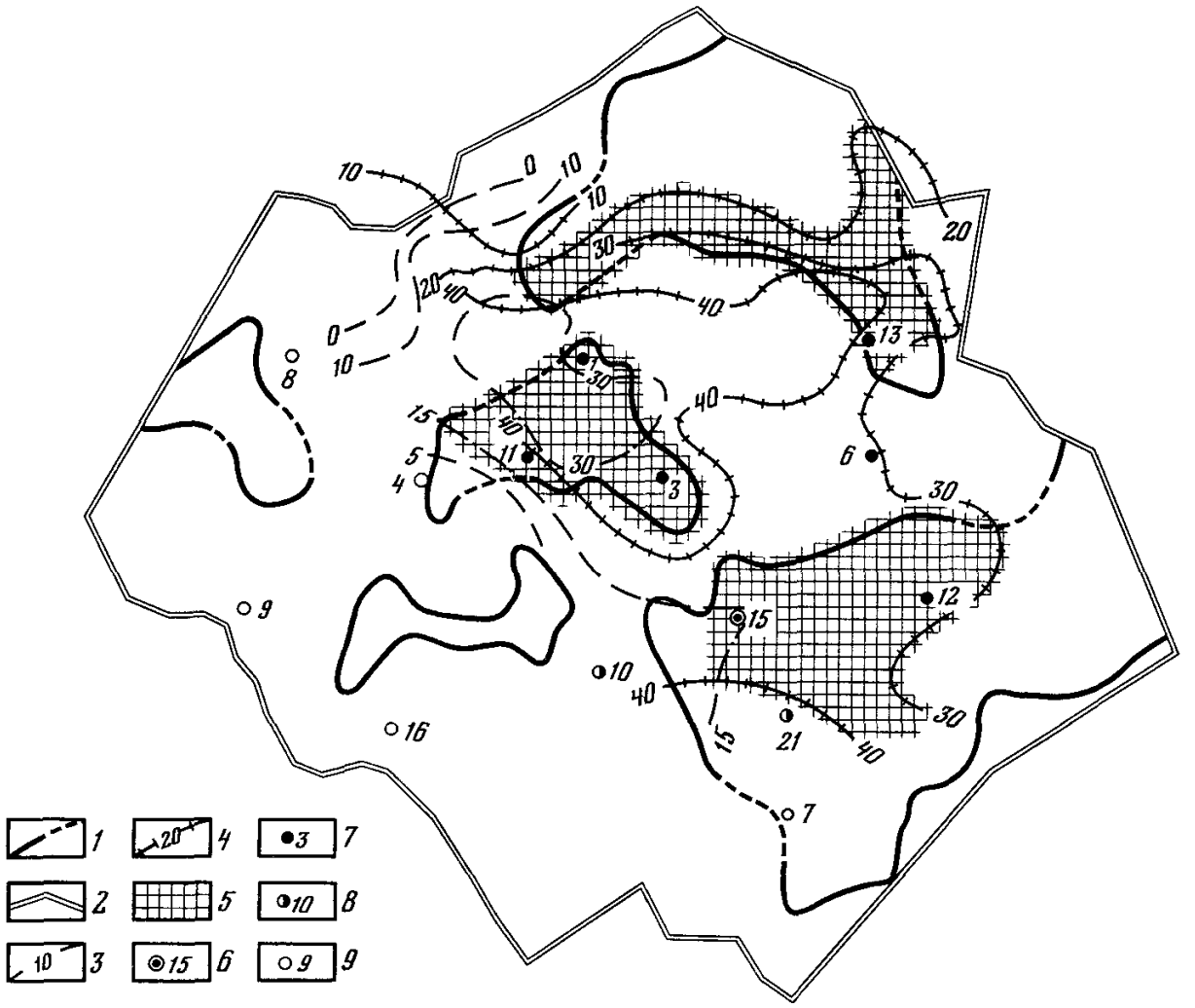


Рис 156 Схематическая карта сопоставления отдешифрированных результатов дистанционной тепловой съемки и комплексированных прямых методов поисков нефти и газа на одном из месторождений Днепровско Донецкой впадины

1 — граница аномальных участков *2* — граница района дистанционной тепловой съемки, *3 4* — изолинии параметров *3* — K_1 *4* — K_2, *5* — область перекрытия участков аномалий радиационных температур с перспективными участками, выявленными комплексными геофизическими и геохимическими методами, *6—9* — скважины *6* — вскрывшие нефтесодержащие пласты, *7* — вскрывшие газосодержащие пласты, *8* — находящиеся в опробовании, *9* — непродуктивные

параметр K_2 определяется аналогично по данным геохимических, геотермических и сейсморазведочных работ

$$K_2 = a_2\beta + a_3(15 - C \cdot 10^4) \cdot 5 + a_4(T - 9{,}8) \cdot 50,$$

где a_1, a_2, a_3, a_4 — весовые коэффициенты, учитывающие значимость информации соответствующего метода о нефтегазовой залежи, $\Delta\rho_a$ — значение остаточного аномального кажущегося электрического сопротивления, %, β — относительное изменение средних периодов функции автокорреляции сейсмических отражений в нижнепермских и нижнекаменноугольных отложениях, %, C — концентрация гелия, %, T — температура на глубине 80 м, °С

Комплексные параметры K_1 и K_2 выбраны так, что увеличение затухания сейсмических волн, кажущегося электрического сопротивления, температуры и уменьшение концентрации гелия сопровождаются увеличением значений этих параметров

На карте распределения комплексных параметров K_1 и K_2 (рис 156) получены участки, где приращения радиационных температур достигают 0,5 °С и более Зоны перекрытия этих участков с перспективной областью, выделенной по результатам комплексных исследований ($K_1 > 10$, $K_2 > 20$), составляют более 50% площади последней Такое совпадение наблюдается в районе расположения продуктивных скважин, а также на участках северо восточнее скв 1, севернее и северо западнее скв 13 и юго-восточнее скв 15

Таким образом, приуроченность аномалий радиационных температур земной поверхности в основном к перспективным участкам, оконтуренным по результатам комплексных геофизических и геохимических работ, позволяет предложить дистанционную тепловую съемку для поиска нефтегазовых месторождений Такая съемка, уже осуществляемая с самолетов, в дальнейшем должна производиться и с бо́льших высот — со спутников, что создаст предпосылки для прямых поисков месторождений углеводородов

ОТРАЖЕНИЕ СТРУКТУРЫ ФУНДАМЕНТА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА КОСМИЧЕСКИХ СНИМКАХ

Одной из составляющих комплекса нефтегазопоисковых исследований является изучение регионов в масштабе 1 : 1 000 000 и мельче. Важнейшей частью этих исследований является изучение глубинного строения региона, в первую очередь структуры фундамента — как рельефа его поверхности, так и внутреннего строения [Флоренский, 1973; Бронгулеев, Воробьев, 1976; Геологическое..., 1978; Кац, Рябухин, 1978]. Изучение взаимосвязи различных структурных элементов Восточно-Европейской платформы позволило проследить особенности структурного плана от обнаженных участков к погребенным и уточнить границы выделяемых элементов [Неволин, 1971; Севастьянов и др., 1973; Богданов и др., 1976; Карта рельефа..., 1976; Трофимов и др., 1976; Голиздра, 1978; Можаев и др., 1978; Космогеологическая..., 1980]. При интерпретации результатов дешифрирования космических снимков использована карта морфоструктур центрального типа территории СССР [Соловьев, 1978]. Ниже делается попытка сопоставления космических изображений (рис. 157) лишь с важнейшими элементами структуры фундамента, с так называемыми межами, вихревыми массивами и образованиями формации рапакиви [Левковский, 1976; Запольнов, Кратц, 1979].

В результате сопоставления (рис. 158) обнаружилось, что системы линеаментов

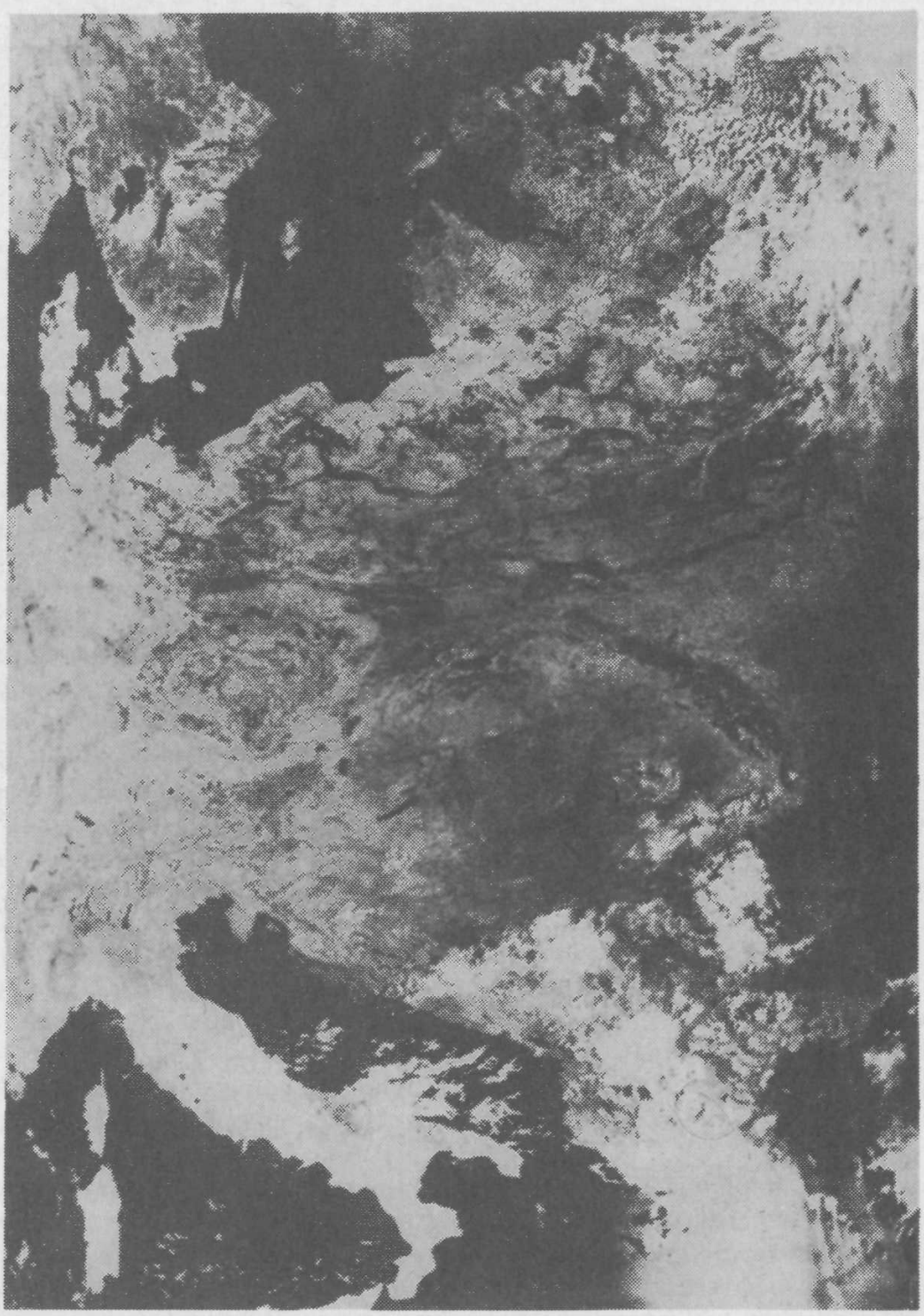


Рис. 157. Космическое изображение Центральной Европы, переданное со спутника «Метеор-30»

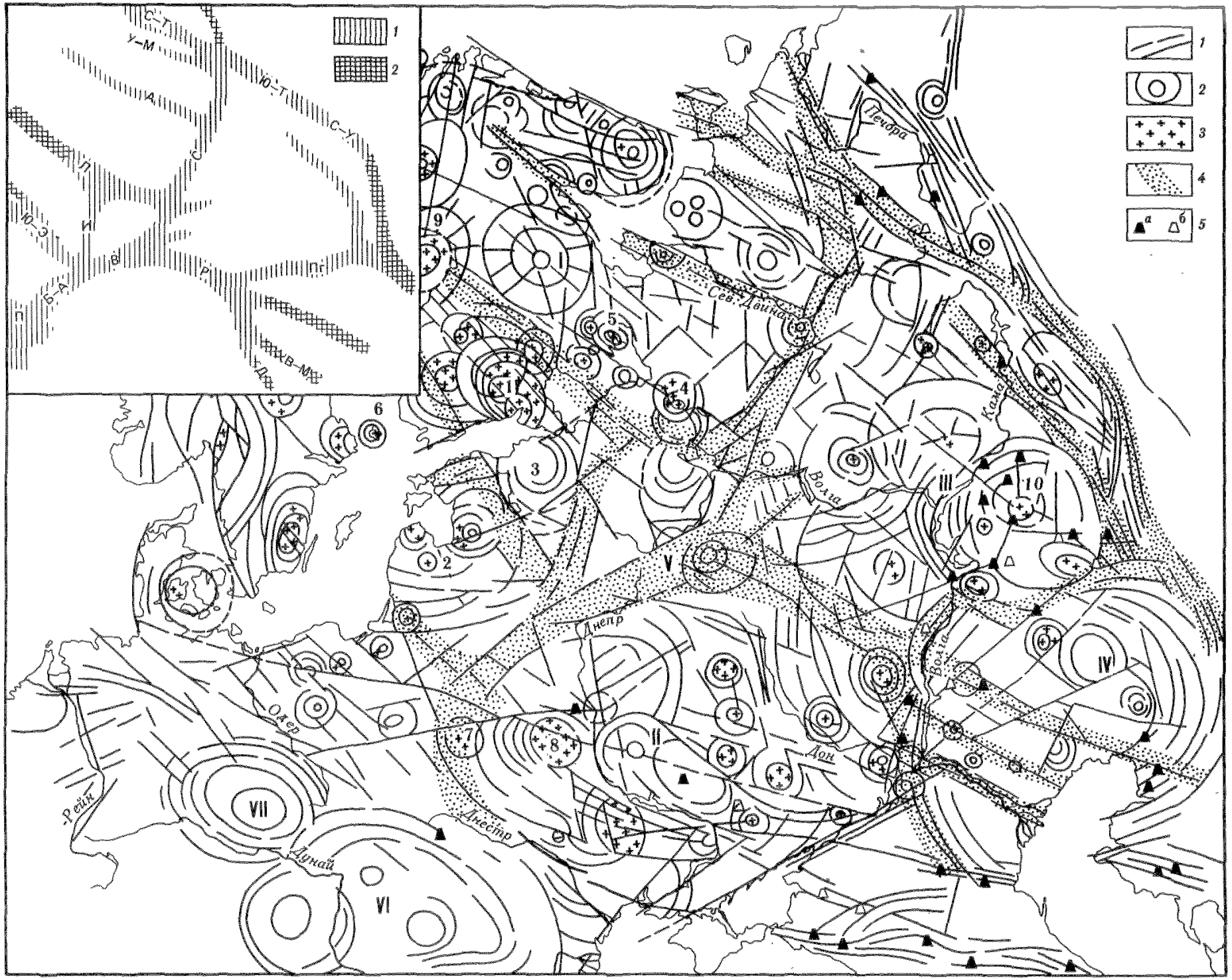


Рис. 158. Схема дешифрирования мелкомасштабных космических снимков и ее сопоставление со структурой фундамента Восточно-Европейской платформы

1 — прямолинейные линеаменты, выявленные при дешифрировании; *2* — дуговые и кольцевые линеаменты; *3* — массивы гранитов рапакиви; *4* — активизированные раннеархейские зоны («межи»), выделенные по геолого-геофизическим материалам и данным дешифрирования; *5* — месторождения нефти (*а*) и газа (*б*). Крупнейшие кольцевые и изометрично-кольцевые структуры: I — Балтийская с Центрально-Карельским центром, II — Южно-Русская, III — Волго-Уральская (с невыясненным центром), IV — Прикаспийская, V — Московская, VI — Карпатская, VII — Чешская. Массивы рапакиви: 1 — Выборгский, 2 — Прибалтийский, 3 — Лужский, 4 — Белозерский, 5 — Онежский, 6 — Аландский, 7 — Белорусский, 8 — Коростенский, 9 — Ботнический, 10 — Татарский.

На врезке. Активизированные раннеархейские зоны, установленные: *1* — по геолого-геофизическим данным, *2* — по материалам дешифрирования. Раннеархейские активизированные зоны («межи»): Л — Ладожская, И — Ильменская, А — Архангельская, Ю-Э — Южно-Эстонская, У-М — Усть-Мезенская, П — Прегольская, Б-А — Белорусско-Антоновская, В — Великолукская, С — Сухонская, С-Т — Северо-Тиманская, Ю-Т — Южно-Тиманская, С-У — Северо-Уральская, Р — Рязанская, Пг — Пугачевская, В-М — Волго-Медведицкая, Д — Донская

связаны со структурами раннего архея «Межи» разделяют древнюю, доархейскую кору на поля Зона сближенных линеаментов, прослеживающихся от побережья Ботнического залива в юго восточном направлении вдоль Восточного Приладожья к Молого-Шекснинской впадине, соответствует оси Ладожской межи Затем межа и соответствующие ей линеаменты разделяются на две ветви На юго-запад от разветвления отходит узкая полоса линеаментов, соответствующих лишь отдельным участкам меж на субширотном участке эта полоса совпадает с системой Ильмень-Белоозерских линеаментов, а на юго-восточном — с линеаментами, продолжающимися до среднего течения р Западной Двины Другая зона северо-западного простирания прослеживается от Печенгской структуры Кольского полуострова вдоль Кандалакшского залива, Онежского полуострова и долины р Северной Двины Она совпадает с Архангельской межой Такие же взаимоотношения со структурами фундамента наблюдаются в зоне Южно-Эстонской, Усть-Мезенской и Прегольской меж Взаиморасположение меж на космических снимках создает радиальную систему, характерную для крупных структур центрального типа [Основные , 1979] Рассмотренное соответствие структуры фундамента с характером ее изображения может быть связано с унаследованным развитием блоков и разделяющих их активизированных зон

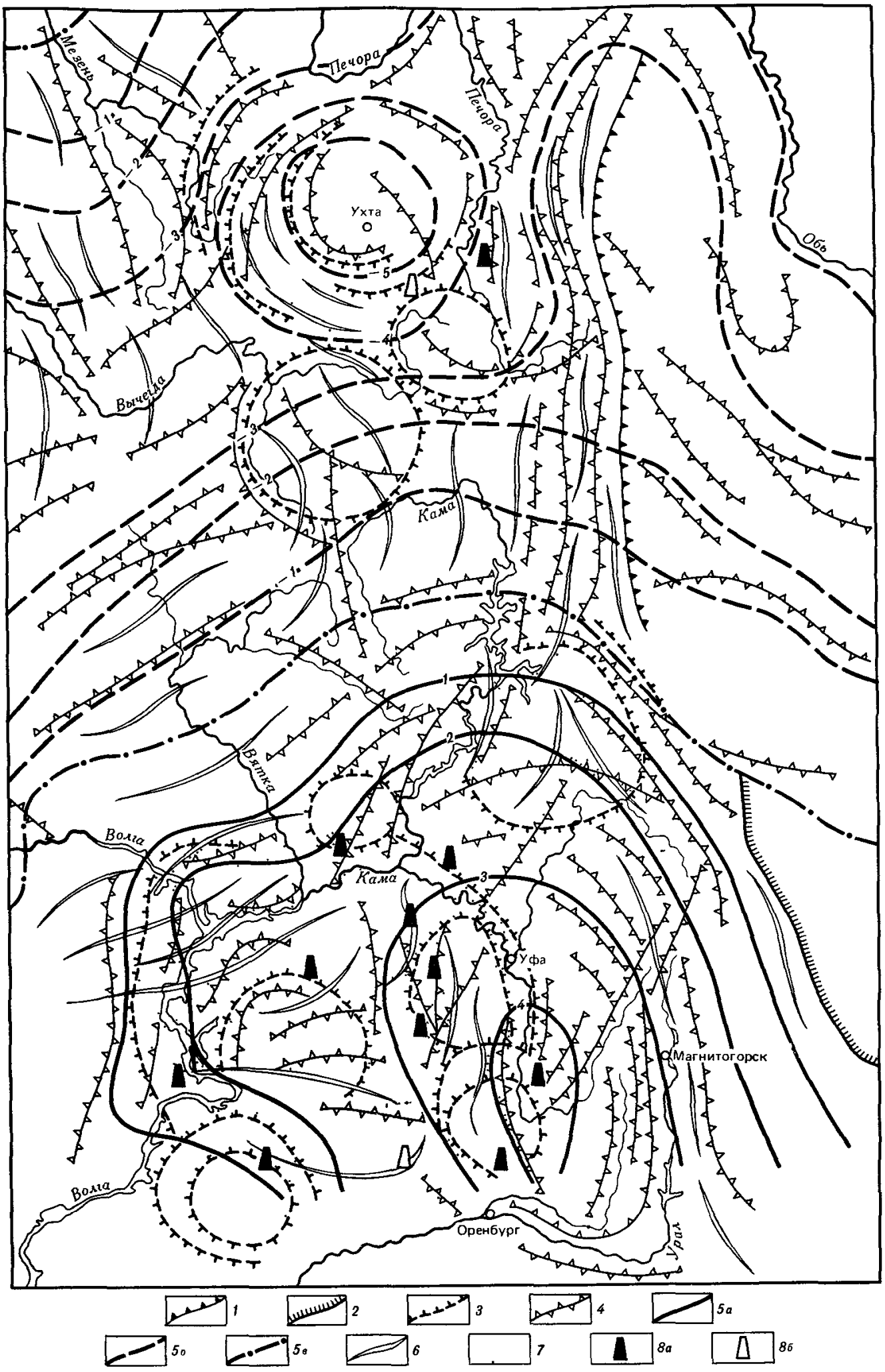
«Вихревые массивы» выделяются в пределах как межей, так и полей в виде изометрично-кольцевых и каплевидных форм размером 50—600 км Для вихревых массивов характерно изометричное кольцевое и вихревое взаиморасположение структурно-вещественных комплексов преимущественно основного состава, прошедших стадию гранулитового метаморфизма [Запольнов, Кратц, 1979] Вихревые массивы не всегда имеют устойчивые дешифровочные признаки Некоторые из них выражаются комплексом прямолинейных, дуговых, кольцевых и сопряженных с ними радиальных линеаментов Последние, в свою очередь, соответствуют зонам повышенной проницаемости фундамента в раннем архее

Определенная зависимость была выявлена при сопоставлении кольцевых форм рельефа среднего радиуса (125—500 км) с протерозойскими массивами рапакиви Кольцевые формы наблюдаются над Выборгским, Лужским, Коростенским и многими другими массивами рапакиви, как обнаженными, так и погребенными (см рис 158) По аналогии с массивами, являющимися структурами центрального типа (Выборгский, Коростенский и др), в пределах Балтийского и Украинского щитов можно предположить присутствие аналогичных структур под многими дешифрируемыми кольцевыми формами рельефа Исходя из геолого геофизических данных об известных массивах и наличия над погребенными массивами кольцевых форм рельефа, можно полагать, что массивы рапакиви развиваются как малые самостоятельные геоблоки

В заключение хотелось бы обратить внимание на одну структуру фундамента Волго Уральского геоблока, включающего важнейшую нефтегазоносную область Татарского свода [Гафаров, 1976] Данная структура дешифрируется в виде сочетания дуговых и прямолинейных линеаментов, обрисовывающих кольцевую структуру (600 км в поперечнике), рассеченную системой радиальных линеаментов Ее оконтуривают узкие линейные понижения, связанные с долинами рек Волги, Камы, Белой и Урала На схеме (рис 159) сопоставления структуры фундамента, данных дешифрирования и особенностей магнитного поля, полученных с помощью геофизического спутника с высоты порядка 540 км, отчетливо видно, как изодинамы +1—+4 гамм оконтуривают этот массив

Сопоставляя особенности строения фундамента Восточно-Европейской платформы, отражающиеся на космических снимках, с зонами нефтегазоносности, можно предположить их связь с активизированными зонами, унаследованно развивающимися с архея Так к Печорской, Южно Тиманской, Башкирской и другим зонам линеаментов [Запольнов, Кратц, 1979], известным как глубинные долгоживущие активизированные шовные зоны, приурочены месторождения Печорского бассейна и юга Волго-Уральской нефтегазоносной провинции Таким образом, можно предположить связь нефтегазоносных районов с активизированными долгоживущими зонами сочленения стабильных блоков

Прикаспийская впадина представляет собой гигантскую кольцевую структуру, имеющую до 1000 км в поперечнике Ее обрамление ограничивается системами линеаментов, наиболее отчетливо наблюдающихся в восточной части На западе и севере Прикаспийскую синеклизу оконтуривают системы сближенных линеаментов, проходящих вдоль Ергеней и р Урала Внутри большого кольца прослеживается прерывистая цепочка локальных брахиформных поднятий, выраженных в рельефе кольцевыми формами Между внутренним и внешним кольцами наблюдается депрессионная зона,


Мезень
Печора
Печора
Ухта
Обь
Вычегда
Кама
Кама
Вятка
Волга
Кама
Уфа
Магнитогорск
Волга
Оренбург
Урал
1
2
3
4
5
1
2
3
4
5
1
2
3
4
1
2
3
4
1
2
3
4

заполненная верхнечетвертичными образованиями. К северо-востоку от геометрического центра внутреннего депрессионного понижения наблюдается большая полукольцевая форма, срезанная системой субширотных линеаментов. Последняя совпадает с областью аномального теплового потока и наименьших значений мощностей земной коры [Волчегурский и др., 1977 а, б; Ромашов и др., 1979]. Линеаменты и их зоны, которые можно связать с долгоживущими структурами фундамента, ориентированы в северо-западном направлении и продолжают межи архея в пределы синеклизы. При этом все известные месторождения Прикаспийской впадины тяготеют к краевым частям синеклизы и к областям пересечений дуговых и кольцевых линеаментов с долгоживущими разломами фундамента северо-западного простирания.

Таким образом, с помощью комплексного дешифрирования намечена связь докембрийских структур с новейшей активизацией фундамента и проведено деление платформы на блоки, автономно развивающиеся поныне.

УКРАИНСКИЙ ЩИТ

Выше было показано, что рельеф и внутренняя структура кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, отражающие их геологическую историю, наследуются в течение платформенного этапа и отражаются на космических снимках современной поверхности Земли. Поэтому изучение фундамента стало одной из составляющих комплекса нефтегазопоисковых исследований. В связи с этим целесообразно рассмотреть результаты дешифрирования космических снимков территории Украинского щита, где кристаллический фундамент либо обнажен, либо перекрыт осадками, что дает возможность более наглядно показать связь структуры фундамента и платформенного чехла [Неволин, 1971; Карта рельефа..., 1976; Кац, Рябухин, 1978].

Украинский щит представляет собой выступ фундамента в юго-западной части платформы, ограниченный со всех сторон разломами и перекрытый маломощным (первая сотня метров) чехлом мезозойско-кайнозойских осадочных образований. В смежных со щитом впадинах — Припятской, Днепровско-Донецкой и Причерноморской — кристаллический фундамент погружен на глубины 7—10 км; перекрывающие его осадки нефтегазоносны.

Дешифрирование космических снимков высокого уровня генерализации (масштаба от 1 : 10 000 000 до 1 : 1 000 000) и их интерпретация совместно с геолого-геофизическими данными показали, что сквозь чехол платформенных пологолежащих пород «просвечивает» глубинная структура щита, отражаются основные геоструктурные элементы его кристаллического фундамента: 1) крупные долгоживущие глубинные разломы, контролирующие изменения мощности земной коры; 2) отдельные блоки щита, отражающиеся в физических полях и глубинном строении земной коры, т. е. древнейшие блоки фундамента; 3) крупные кольцевые структуры.

На карте (рис. 160), составленной сотрудниками Института геохимии и физики минералов АН УССР и производственно-геологического объединения «Кировгеология» Министерства геологии СССР, выделены линейные и кольцевые структуры, отдешифрированные на территории Украинского щита и на его склонах.

Трансрегиональные межблоковые линеаменты, пересекающие Украинский щит и смежные регионы и разделяющие его на области с различным рисунком и фототоном изображения, отвечают крупнейшим глубинным разломам фундамента и отчетливо дешифрируются на снимках высокого уровня генерализации. Это Сущано-Пержанский (см. рис. 160, 1), Тетеревский (4), Припятский (2), Немировский (6), Тальновский (7), Криворожско-Кременчугский (11), Орехово-Павлоградский (13) и другие глубинные разломы. Межблоковые линеаменты разделяют Украинский щит на структурные элементы, из которых Кировоградский, Приднепровский и Приазовский соответствуют древнейшим блокам щита с присущими каждому из них особенностями внутренней структуры, характером складчатости, эпохами постконсолидационной тектоно-магматической активизации, составом, возрастом и степенью регионального метаморфизма пород.

Несколько не совпадает с существующими представлениями разделение западной половины щита. Здесь, кроме известных Волынского и Подольского мегаблоков, выделяется переходная между ними субширотная сквозная зона нарушений шириной до 50 км, входящая в трансрегиональную систему разломов и названная Днепровско-Лабской [Быстревская, Пашкевич, 1979]. Она трассируется от Днепровско-Донецкой впадины до верховьев р. Лабы на Чешском массиве (см. рис. 160).

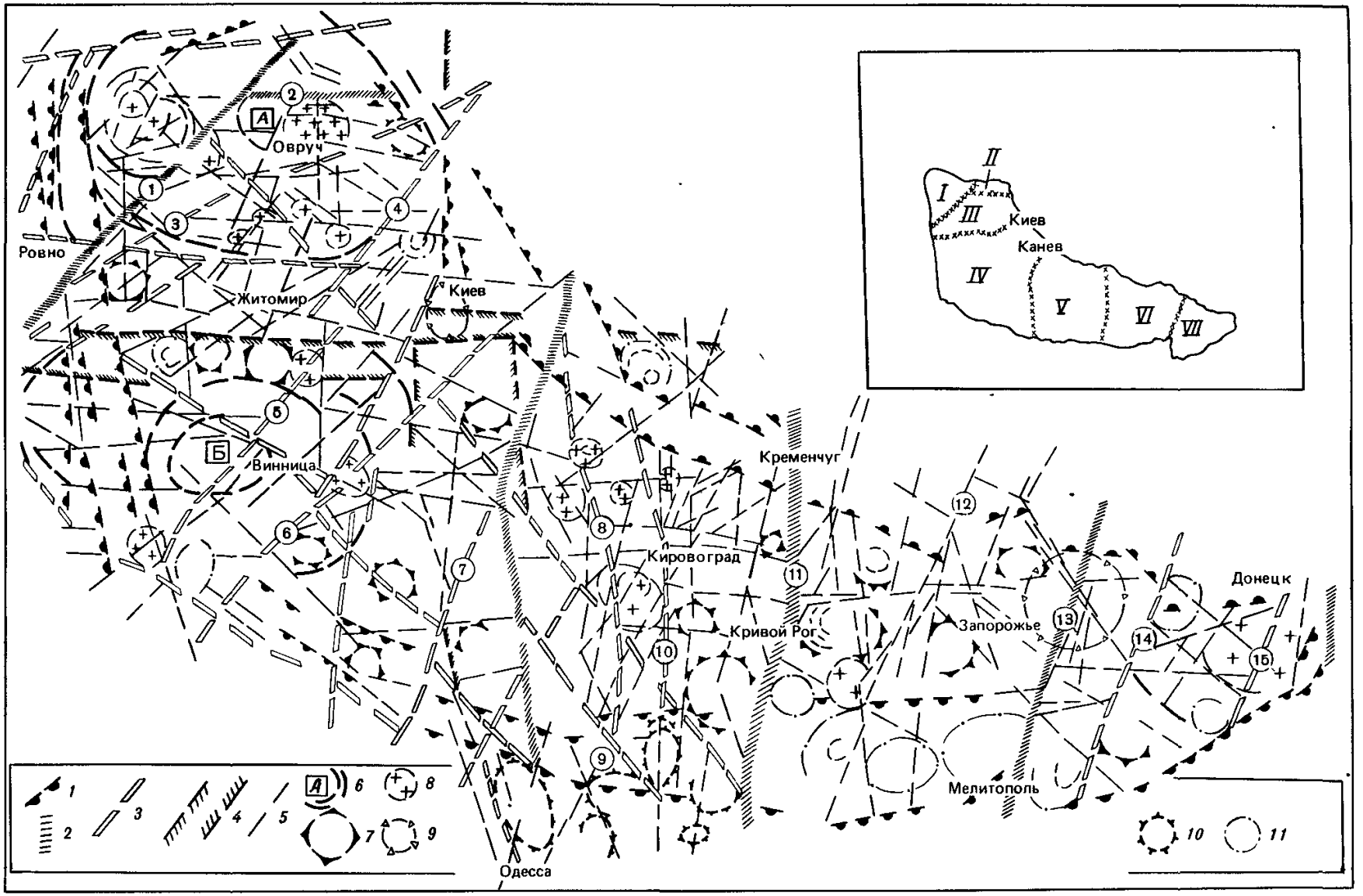


Рис. 160. **Карта основных структурных элементов Украинского щита**

Линейные элементы: *1* — краевые разломы Украинского щита; *2* — трансрегиональные межблоковые разломы, *3* — региональные разрывные нарушения фундамента, *4* — условные границы Днепровско-Лабской сквозной разломной зоны, входящей в трансконтинентальную систему разломов; *5* — локальные малопротяженные разрывные нарушения; *6* — кольцевые мегаструктуры; *7, 8* — кольцевые региональные структуры, выраженные в современном ландшафте: *7* — как положительные и *8* — как отрицательные морфоструктуры; *9* — фанерозойские структуры, наложенные на докембрийский фундамент, *10* — погребенные поднятия фундамента на склонах щита, *11* — кольцевые и дуговые структурные элементы неясной природы. Разломы: 1 — Сущано-Пержанский, 2 — Припятский, 3 — Изяславский, 4 — Тетеревский, 5 — Здвижский, 6 — Немировский, 7 — Тальновский, 8 — Новомиргородско-Каневский, 9 — Новоодесский, 10 — Каховско-Днепропетровский, 11 — Криворожско-Кременчугский, 12— Новый, 13 — Орехово-Павлоградский, 14 — Феодосийско-Славянский, 15 — Кальмиусский Кольцевые мегаструктуры: А — Волынская, Б — Подольская. На врезке — главнейшие блоки Украинского щита: I — Осницкий, II — Овручский, III — Волынский, IV — Подольский, V — Кировоградский, VI — Приднепровский, VII — Приазовский

В пределах выделенных блоков дешифрируются региональные линеаменты нескольких рангов, разделяющие блоки. Выделено около 50 таких нарушений, больше половины из которых соответствуют известным соскладчатым и постскладчатым разломам фундамента, но многие выделены впервые. Это Здвижский (см. рис. 160, 5), Изяславский (3), Новый (12), Новомиргородско-Каневский (8), Новоодесский (9), Каховско-Днепропетровский (10), Феодосийско-Славянский (14), Кальмиусский (15) и другие разломы. Кратко охарактеризуем некоторые из них.

Здвижский разлом (см. рис. 160, 5) с северной половиной Тетеревского разлома образует единую (шириной около 25 км) тектоническую зону северо-восточного простирания, отчетливо дешифрируемую на сканерных изображениях. Ему соответствуют крупная врезанная меандра р. Згар, серия долин в бассейне среднего течения р. Южный Буг, долины рек Гуйва и Здвиж. В рельефе фундамента Здвижскому разлому соответствуют резкие перепады. В качестве сквозного разлома, пересекающего весь щит, он выделяется впервые.

Новомиргородско-Каневский разлом (см. рис. 160, 8) выделяется сменой типов рельефа и изгибами долин Днепра, Роси, Олышаны. Северный фланг разлома проявлен перепадом абсолютных отметок поверхности фундамента. Разлом отображается в гравитационном и магнитном полях и прослеживается в Днепровско-Донецкую впадину.

Феодосийско-Славянский разлом (см. рис. 160, 14) выделен впервые по космическим изображениям [Быстревская, Кливаденко, 1980]. Он трассируется в северо-восточном направлении от Обиточного залива Азовского моря на юге через Приазовский массив и Донбасс до Воронежского массива на севере. Протяженность разлома около 200 км, ширина 6—10 км. По поверхности фундамента разлом проявляется в виде валообразного возвышения с локальными поднятиями до 300 м. Южное его продолжение за пределы Восточно-Европейской платформы, в акваторию Черного моря, было описано под названием Корсак-Феодосийского разлома [Гаркаленко, Белоусов, 1971].

В отдельную группу выделены (см. рис. 160) многочисленные малопротяженные внутриблоковые локальные линеаменты. Некоторым из них отвечают разрывы, которые в новейшее время активизировались и поэтому четко выражены геоморфологически в виде ступеней рельефа, приразломных депрессий и т. п.

Среди множества дешифрируемых на космических снимках кольцевых фотоаномалий различного фототона и рисунка на карту вынесены лишь те, которые дешифрируются на разномасштабных изображениях различных видов съемки, выделяются однозначно различными дешифровщиками, имеют четкие ограничения или концентрическое строение и подтверждаются результатами оптико-электронной обработки многозональных космических снимков.

Кольцевые структуры по величине условно разделены на мегаструктуры, региональные и локальные.

В пределах западной части Украинского щита выделены Волынская (см. рис. 160, А) и Подольская (Б) кольцевые мегаструктуры с поперечником 200—250 км.

Волынская кольцевая мегаструктура на сканерных изображениях и космических снимках «Метеор» (рис. 161, 162) отчетливо проявляется в виде круговой фотоаномалии, очерченной дуговыми линеаментами. В современном рельефе центральной части Волынской мегаструктуры соответствует овальная возвышенность с отметками 260—310 м. В периферических частях мегаструктуры абсолютные отметки снижаются до 120—240 м. Основу Волынской мегаструктуры составляет выступ кристаллических пород Волынского мегаблока Украинского щита, занимающий центральную и южную части структуры. В северо-западном и восточном направлениях фундамент погружается и внешние дуги Волынской мегаструктуры проходят соответственно по Волыно-Подольской плите, Припятской и Днепровско-Донецкой впадинам. Кольцевой характер структуры отражается и в строении фундамента. Центральную часть Волынской мегаструктуры занимает Коростенский плутон среднепротерозойского возраста с характерным кольцевым расположением слагающих его тел анортозитов, габбро, гранитов-рапакиви и других пород. На юге концентрические контуры структуры образованы породами тетеревской серии нижнего протерозоя. В ее северо-западной части распространены нижнепротерозойские метаморфические образования клёсовской свиты и осницкого комплекса гранитоидов. Внутренняя часть мегаструктуры, отражаемая овалом темного фототона размером 100××65 км, совпадает с Овручской позднепротерозойской грабен-синклиналью. Контурами рассматриваемой структуры пространственно контролируется также проявление тектоно-магматической активизации верхнепротерозойского этапа — калиевых пержанских гра-



Рис. 161. Фрагмент космического изображения, полученного со спутника «Метеор-29», территории северо-западной части Украинского щита и Припятской впадины. Масштаб 1 : 2500000, спектральный диапазон 0,7—1,1 мкм

В центре и снизу видны Белорусский и Коростенский массивы рапакиви, дешифрируемые в виде кольцевых форм рельефа. Отчетливо виден Одер-Днепровский линеамент, срезающий север Коростенского плутона

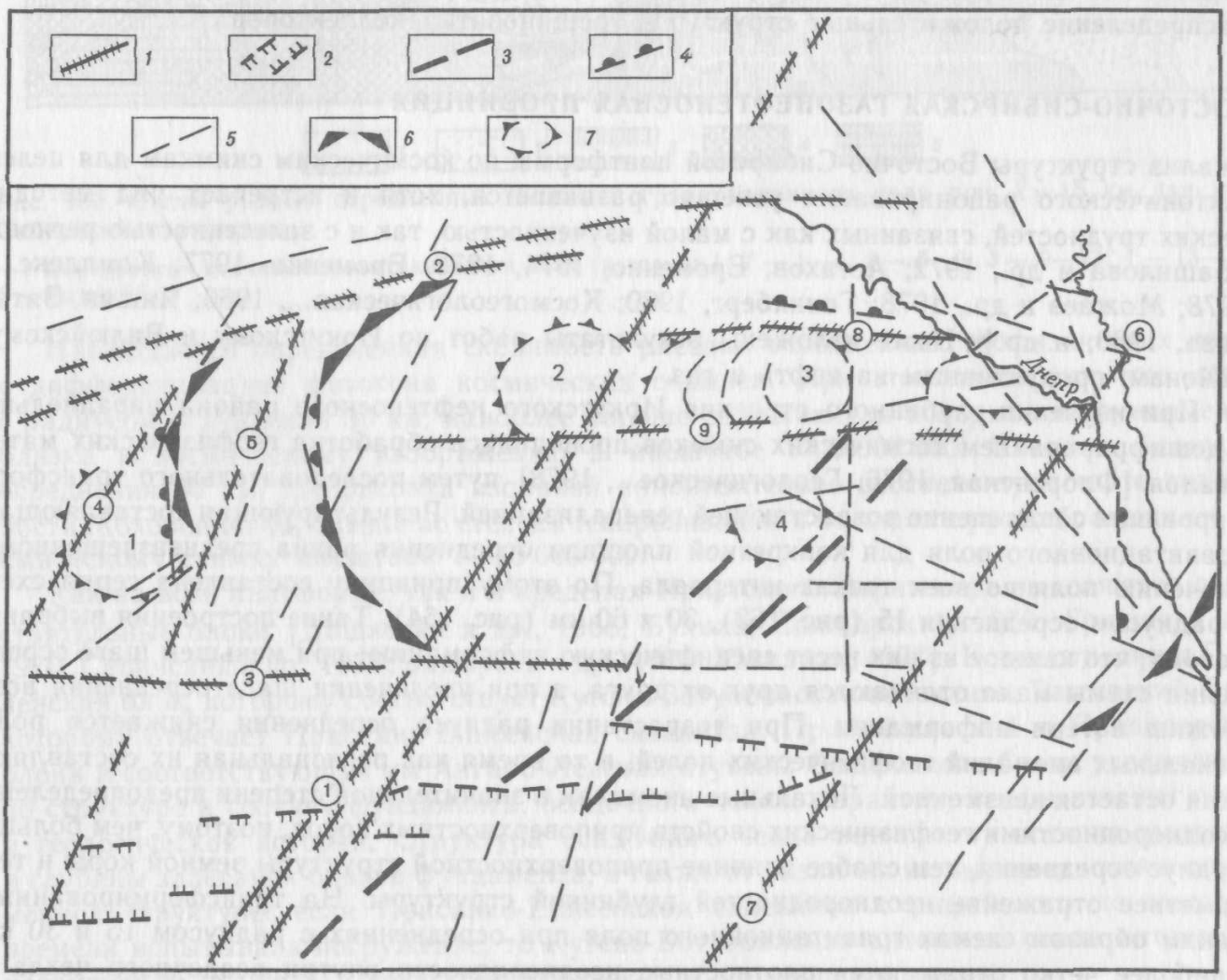


Рис. 162. Схема структурного дешифрирования фрагмента космического снимка, показанного на рис. 161

1 — трансрегиональные межблоковые разломы (цифры в кружках): 1 — Сущано-Пержанский, 2 — Припятский, 3 — Новоград-Волынский, 4 — Владимир-Волынский, 5 — Горынский, 6 — Тетеревский, 7 — Здвижский, 8 — Припятский, 9 — Овручский; *2* — условное ограничение Днепровско-Лабской ослабленной зоны; *3* — региональные разломы I порядка; *4* — краевые разломы; *5* — региональные разломы II порядка; *6* — Волынская кольцевая мегаструктура; *7* — региональные кольцевые структуры: 1 — Маневичская, 2 — Рокитнянская, 3 — Овручская, 4 — Обиходовская

нитоидов и разнообразных метасоматитов Сущано-Пержанской и других тектонических зон. Если образование ядра Волынской мегаструктуры может быть отнесено к докембрию, то в расположении внешних зон более проявляется ее связь с фанерозойским этапом: показателен герцинский структурный план, когда Волынская структура была устойчивым выступом, через который стыковались разноориентированные рифтогенные зоны — Припятская (широтная) и Днепровско-Донецкая (северо-западная).

Региональные кольцевые структуры широко развиты в пределах Украинского щита [Быстревская, Семенюк, 1979]. Их диаметр 10—30, реже 50 км. В рельефе фундамента они выражены поднятиями, реже — изолированными депрессиями либо не выражены вообще.

Анализ геолого-геофизических материалов показывает, что большинство региональных кольцевых структур связано с архейскими гранито-гнейсовыми куполами или с массивами раннепротерозойских гранитов (Саксаганский купол, Новоукраинская, Ингуло-Каменская, Новобугская и другие структуры).

Другая значительная их часть отображает кольцевой характер магматизма средне- и позднепротерозойского этапов и соответствует в основном формациям габбро-анортозитов и гранитов-рапакиви (Орловецкая и Обиходовская структуры, см. рис. 162). В пределах же ограничивающих Украинский щит впадин — Припятской, Днепровско-Донецкой и Причерноморской, являющихся регионами нефтегазопоисковых работ, значительная часть дешифрируемых кольцевых фотоаномалий может быть связана с положительными структурами фанерозойского этапа развития, унаследованными от докембрийского структурного плана.

Тот факт, что многие линеаменты Украинского щита, соответствующие глубинным разломам фундамента, продолжаются в пределах впадин с опущенным фундаментом, подтверждает точку зрения, что внутренняя структура фундамента унаследованно отражается в структуре платформенного чехла и поэтому может контролировать распределение положительных структур и трещиноватых коллекторов.

ВОСТОЧНО-СИБИРСКАЯ ГАЗОНЕФТЕНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Анализ структуры Восточно-Сибирской платформы по космическим снимкам для целей тектонического районирования успешно развивается, хотя и встречает ряд методических трудностей, связанных как с малой изученностью, так и с залесенностью региона [Башилова и др., 1972; Астахов, Ероменко, 1974, 1978; Ероменко, 1977; Комплекс..., 1978; Можаев и др., 1978; Гоникберг, 1980; Космогеологическая..., 1980; Яншин, Зяткова, 1980; и др.]. Ниже изложены результаты работ по Иркутскому и Вилюйскому районам, продуктивным на нефть и газ.

При изучении глубинного строения Иркутского нефтеносного района параллельно с дешифрированием космических снимков проводилась обработка геофизических материалов [Флоренская, 1976; Геологическое..., 1978] путем последовательного трансформирования с постепенно возрастающей генерализацией. Результирующая составляющая гравитационного поля для конкретной площади осреднения равна средневзвешенному значению поля во всех точках интервала. По этому принципу составлена серия схем с радиусом осреднения 15 (рис. 163), 30 и 60 км (рис. 164). Такие построения выбраны потому, что каждое из них несет специфическую информацию; при меньшем шаге осреднения схемы мало отличаются друг от друга, а при увеличении шага осреднения возможны потери информации. При возрастании радиуса осреднения снижается роль локальных аномалий геофизических полей, в то время как региональная их составляющая остается неизменной. Локальные аномалии в значительной степени предопределены неоднородностями геофизических свойств приповерхностных пород, поэтому, чем больше радиус осреднения, тем слабее влияние приповерхностной структуры земной коры и тем заметнее отражение неоднородностей глубинной структуры. На трансформированных таким образом схемах гравитационного поля при осреднениях с радиусом 15 и 30 км наиболее четко отражаются плотностные неоднородности внутри осадочного чехла и верхних горизонтов фундамента, а при осреднении с радиусом 60 км — неоднородности глубинных горизонтов коры вплоть до поверхности Мохоровичича. Указанные схемы сопоставлены с картой поверхности фундамента, построенной по материалам сейсмических исследований, глубокого бурения и уточненной по данным гравиметрии. Космические снимки Иркутского амфитеатра, полученные с различных спутников серии «Метеор» и различающиеся по степени генерализации, соотнесены со схемами осреднения различных радиусов.

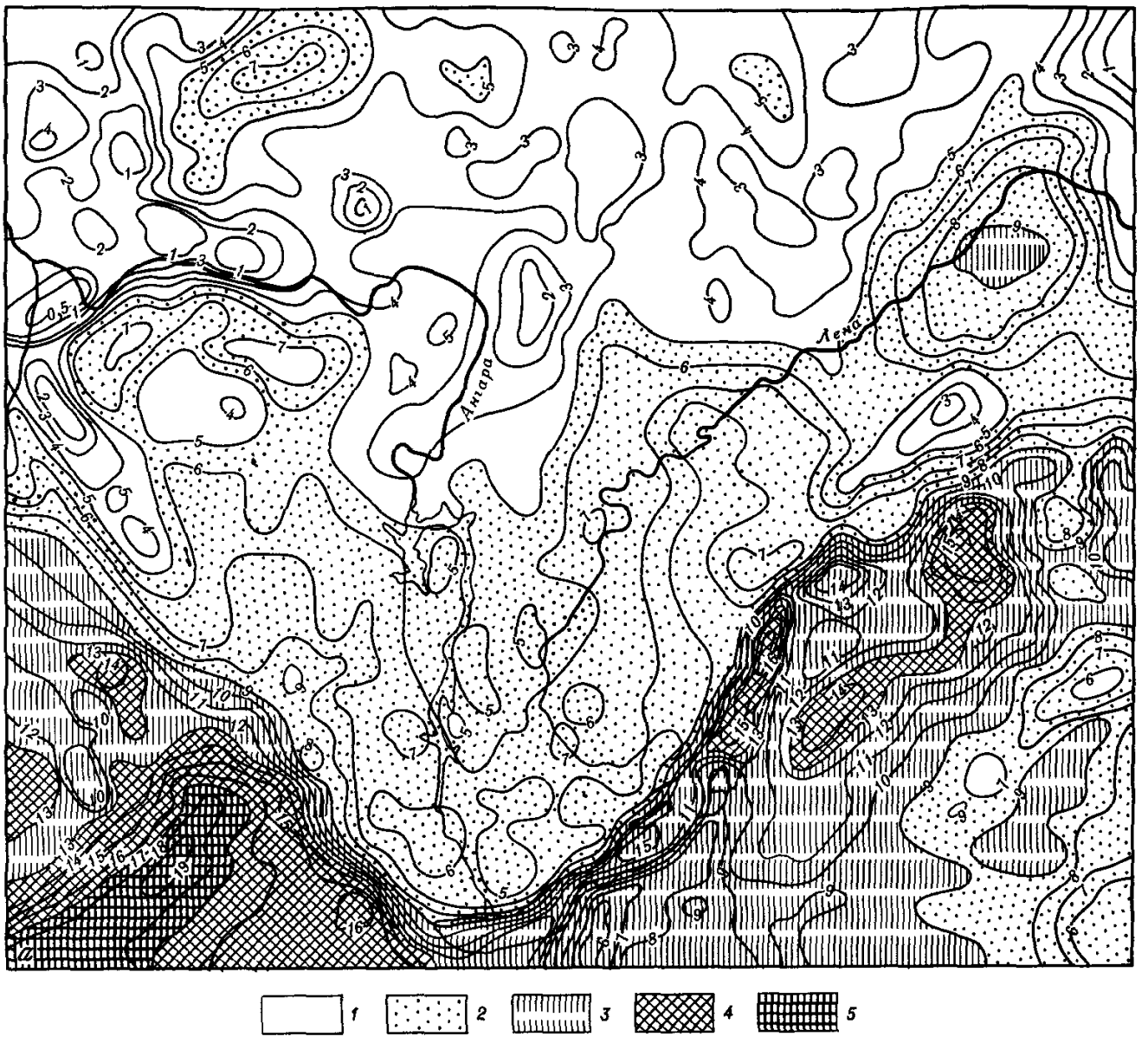


Рис. 163. Схема равных осредненных значений гравитационного поля при $R=15$ км для юга Сибирской платформы

Осредненные значения гравитационного поля (в усл. ед.): *1* — 1—5; *2* — 5—9; *3* — 9—13; *4* — 13—18; *5* — более 18

Наблюдается определенная сходимость рисовки осредненных геофизических полей с дифференциацией фототона космических снимков. При этом оказалось, что схема с радиусом осреднения 30 км, наиболее хорошо отражающая поверхность фундамента, близка к космическому изображению в масштабе 1 : 5 000 000. Схема с радиусом осреднения 60 км, где рисовка изолиний приблизительно соответствует карте поверхности Мохоровичича, близка по степени генерализации и по характеру изображения к космическому снимку масштаба 1 : 10 000 000.

Как на всей платформе, так и в пределах Иркутского амфитеатра выделяются самостоятельные блоки [Дашкевич и др., 1968; Булина, Спижарский, 1970; Гришин и др., 1970; Савинский и др., 1971; Замараев и др., 1975; Межвилк, 1977]. К ним относятся Приленский блок, которому соответствует Кутско-Ботуобинская антеклиза, Тасеевский блок, которому отвечает Присаяно-Енисейская синеклиза, Прибайкальский и Приангарский блоки и соответствующая им Ангаро-Ленская ступень. Выделенные блоки различаются по структуре и составу фундамента, осадочного чехла, характеру геофизических полей и геологической истории. Структура осадочного чехла зависит от истории развития и глубины залегания блоков фундамента, а также от различия их выраженности в современной структуре: если Присаяно-Енисейская синеклиза с рифейского до мелового времени испытывала погружение, то Кутско-Ботуобинская антеклиза стала интенсивно погружаться позже — в вендско-кембрийское и раннеюрское время.

Эти элементы глубинного строения нашли отражение и на мелкомасштабных космических снимках. Естественно, что их связь отразилась в первую очередь через рельеф земной поверхности. Во внутренней части Иркутского амфитеатра, в Приленском блоке, отметки современного рельефа не превышают 500—700 м, в Прибайкальском и Приангарском блоках — достигают 800—1000 м, а на северо-западе, в Тасеевском блоке, они снижаются до 200—300 м. Блоки разбиты системой глубинных разломов. Приведен-

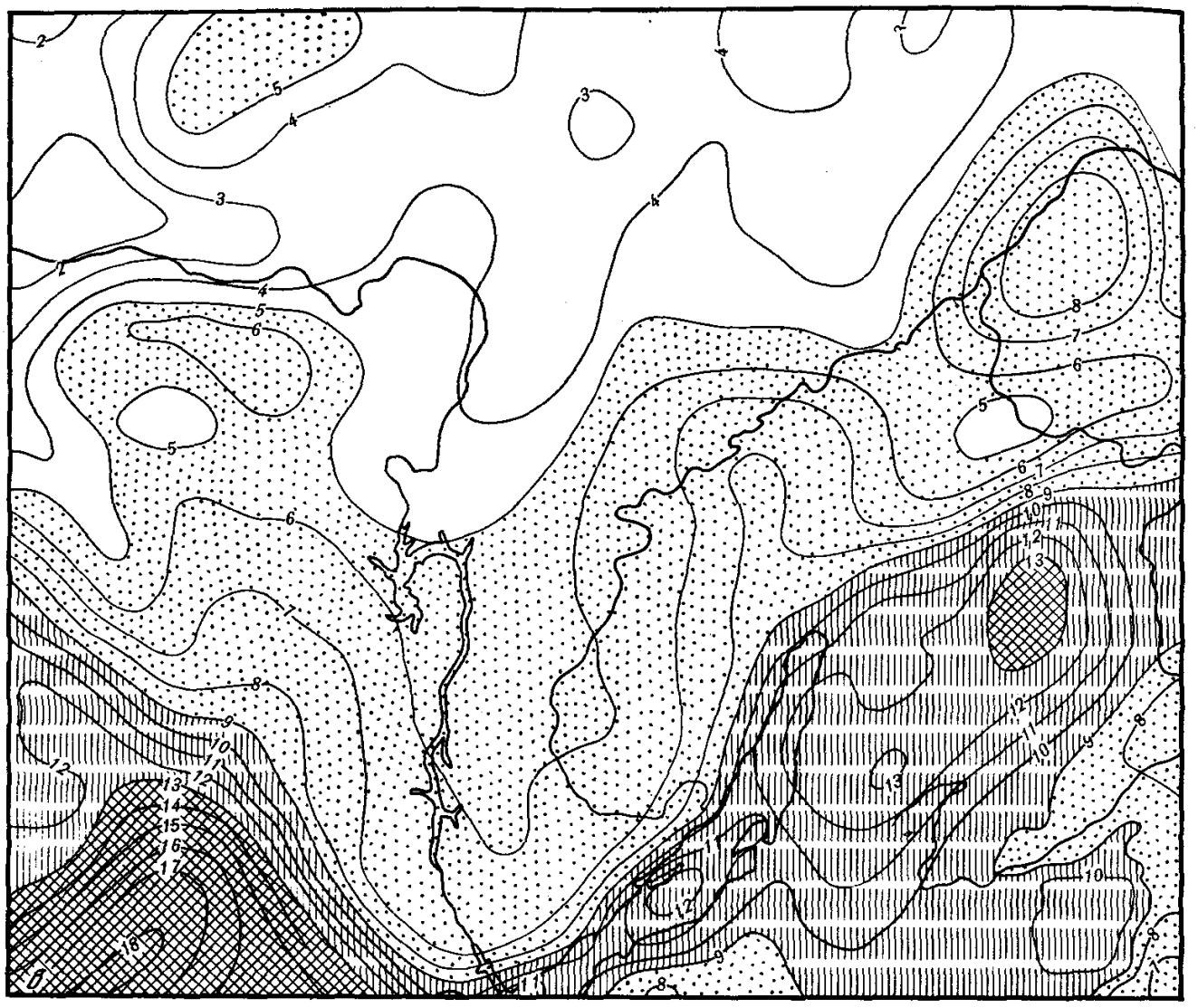


Рис. 164. Схема равных осредненных значений гравитационного поля при $R=60$ км для юга Сибирской платформы

Условные обозначения см. на рис. 163

ные данные свидетельствуют о том, что материалы космических съемок могут и должны использоваться при нефтегеологическом районировании.

Отдешифрированы среднемасштабные космические снимки центральной части Вилюйской синеклизы. Этот район представляет собой обширную впадину, заполненную мощным чехлом осадочных пород и осложненную разновозрастными структурами II порядка. Космические снимки с космического корабля «Союз-22», сделанные в сентябре 1976 г. космонавтами В. Ф. Быковским и В. В. Аксеновым, охватывают северо-восточную окраину Сунтарского и юго-западное окончание Средневилюйского поднятий, разделенных глубокой мульдой. Разрез осадочного чехла этого района представлен палеозойскими и залегающими на них с размывом мезозойскими отложениями, суммарная мощность которых 4—5 км. Северо-восточная часть района, соответствующая зоне опускания, выделяется благодаря темно-зеленой окраске еловой тайги. Центральная часть относительно приподнята и маркируется пожелтевшими лиственными и ярко-зелеными сосновыми лесами; эта часть района заболочена.

На схеме дешифрирования (рис. 165, *а*) линеаменты образуют сетку, кажущуюся беспорядочной. По простиранию линеаменты разделены на семь групп.

Наиболее частые, связанные с рельефом линеаменты простираются на северо-запад (320°; рис. 165, *б*). Они отделяют заболоченные участки от хорошо дренируемых. При пересечении русла Вилюя линеаментами этого простирания оно образует повороты. Линеаменты этого простирания рассекают все геологические структуры и соответствуют Чебыдинскому и Неджели-Кенкемесскому разломам.

Линеаменты, простирающиеся на северо-запад (300°; рис. 165, *в*) выражены чередующимися светлыми и темными полосами, соответствующими, вероятно, границам различных типов растительности, в меньшей степени долинам притоков Вилюя. Эти линеаменты также рассекают крупные геологические структуры левобережья Вилюя.

Широтные (рис. 165, *г*) линеаменты концентрируются на правобережье Вилюя и в его долине.

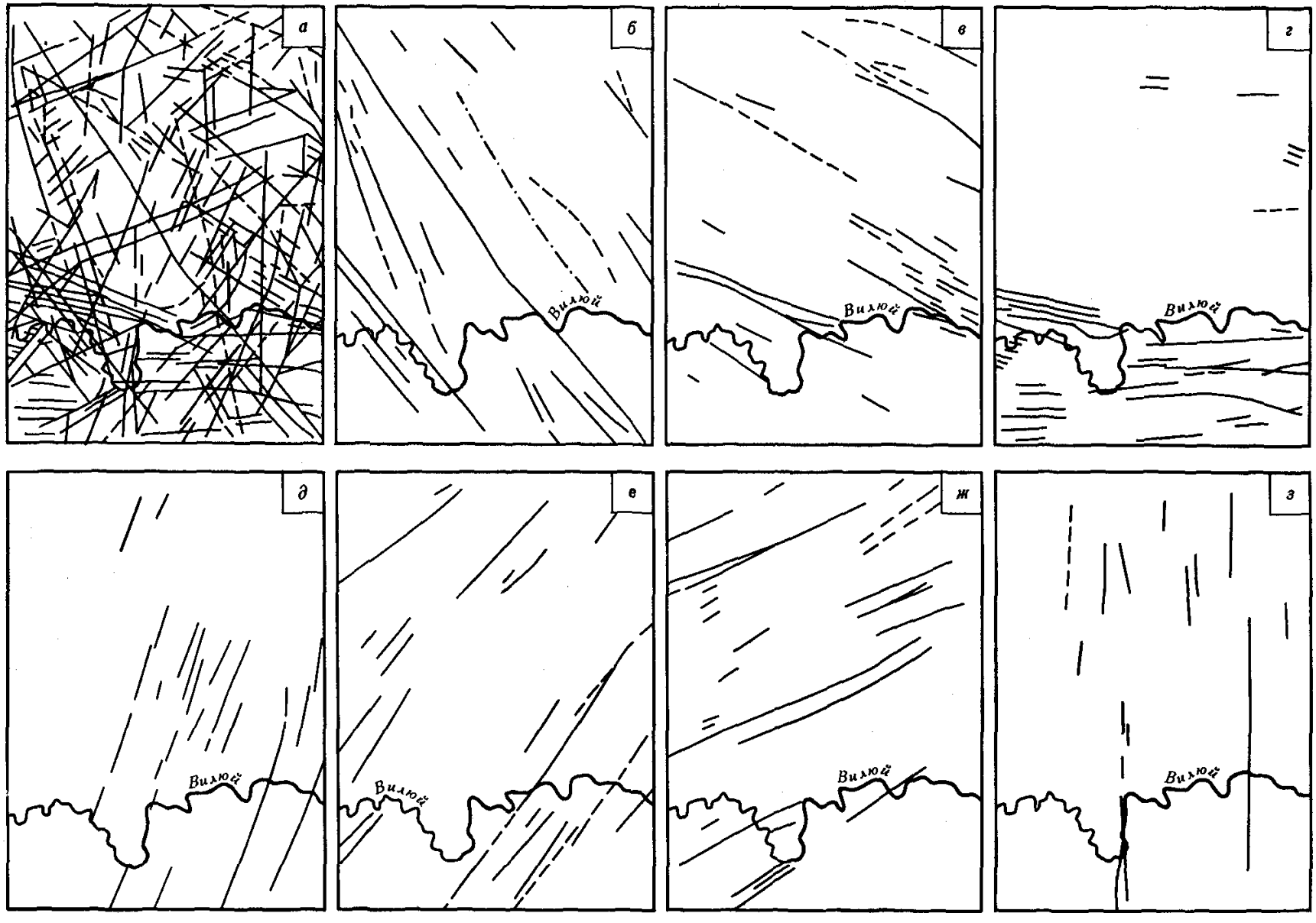


Рис. 165. Линеаменты на территории Вилюйской синеклизы, отдешифрированные по космическим снимкам

а — суммарная схема; *б—з* — линеаменты избранных простираний: *б* — 320°, *в* — 300°, *г* — субширотные, *д* — 30°, *е* — 45°, *ж* — 65°, *з* — субмеридиональные

Линеаменты, простирающиеся на северо-северо-восток (30°), фиксируются долинами притоков Вилюя и линейными фотоаномалиями, связанными с растительностью (рис. 165, *д*).

Линеаменты, простирающиеся на северо-восток (45°), наряду с линеаментами северо-западного простирания (320°) являются важнейшими в районе. Они определяют повороты Вилюя и его притоков. Очень резко они проявляются в качестве границы такого, казалось бы случайного и не зависящего от геологии, явления, как распространение пожаров. Возможно, линеаменты 45° и 320° образуют сопряженную систему.

Субширотные (65°) линеаменты (рис. 165, *ж*), параллельные Нюрбинскому и Кемпендяйскому разломам, выражены на снимках очень слабо и дешифрируются по незначительному изменению характера растительности.

Меридиональные (рис. 165, з) линеаменты слабо выражены и проведены по долинам некоторых рек и по границе изменения характера растительности.

Таким образом, космические снимки могут достаточно эффективно применяться как при мелкомасштабных исследованиях Восточно-Сибирской платформы, так и при среднемасштабном анализе ее структурных элементов.

Глава 34

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ МОЛОДЫХ ПЛИТ

ТУРАНСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Огромный фактический геолого-геофизический материал, накопленный по территории Туранской плиты к настоящему времени, позволяет представить основные черты геологического строения этого сложного региона до глубины 10—15 км. Геофизическими работами и бурением установлено, что гетерогенный фундамент перекрывается осадочным чехлом переменной мощности, состоящим из ряда формаций, степень дислоцированности, магматизма и метаморфизма которых уменьшается от древних к молодым. В разрезе различных тектонических зон плиты фиксируются несогласия, отделяющие структурно-тектонические этажи: каменноугольно-пермский, триасовый, юрский, мел-палеогеновый и неогеновый [Буш и др., 1975; Князев и др., 1972].

Промышленные скопления нефти и газа к настоящему времени установлены в триасовом, юрском и меловом нефтегазоносных комплексах. Притоки углеводородов, битумы и газопроявления отмечены в каменноугольных, палеогеновых и неогеновых отложениях. В осадочном чехле Туранской плиты преобладают пликативные дислокации, однако значительную роль при осадконакоплении, формировании структурного плана и распределении скоплений нефти и газа имели и разломы, проникающие обычно в осадочный чехол. Закономерности связи разломов с формированием зон нефтегазонакопления Туранской плиты рассмотрены в работе В. П. Гаврилова [1975]. Он показал, что наиболее тесная связь скоплений нефти и газа отмечается с региональными разломами непрерывного развития, которые устанавливаются всеми методами геофизики, часто подтверждаются бурением и находят свое выражение в морфологии рельефа, т. е. с той категорией разломов, которые наиболее отчетливо выделяются на космических снимках. На карте (рис. 166) показаны разломы, выделенные в результате дешифрирования космических снимков; основная часть их имеет северо-западное простирание, хотя отмечаются группы разломов меридионального и северо-восточного простираний.

Известно, что основные запасы углеводородов связаны с ловушками структурного типа, большинство из которых формируется в зонах региональных разломов и развивается в соответствии с особенностями развития последних. Выделение разломов проводится по комплексу геолого-геофизических материалов, нередко разного масштаба и различного качества. Принципиально новый шаг в их изучении был сделан благодаря изучению космических изображений, охватывающих всю плиту как единое целое, где отдешифрированные разломы образуют закономерную систему. Анализ этой системы с региональной точки зрения сделан выше, в соответствующих разделах монографии. Здесь же закономерная система разломов Туранской плиты соотнесена с распределением нефтегазоносных структур (см. рис. 166). Важнейшей задачей нефтяной геологии является поиск локальных антиклинальных структур — естественных ловушек для скоплений нефти и газа. Для их обнаружения применяется комплекс геолого-геофизических методов. С помощью дешифрирования космических снимков можно указывать

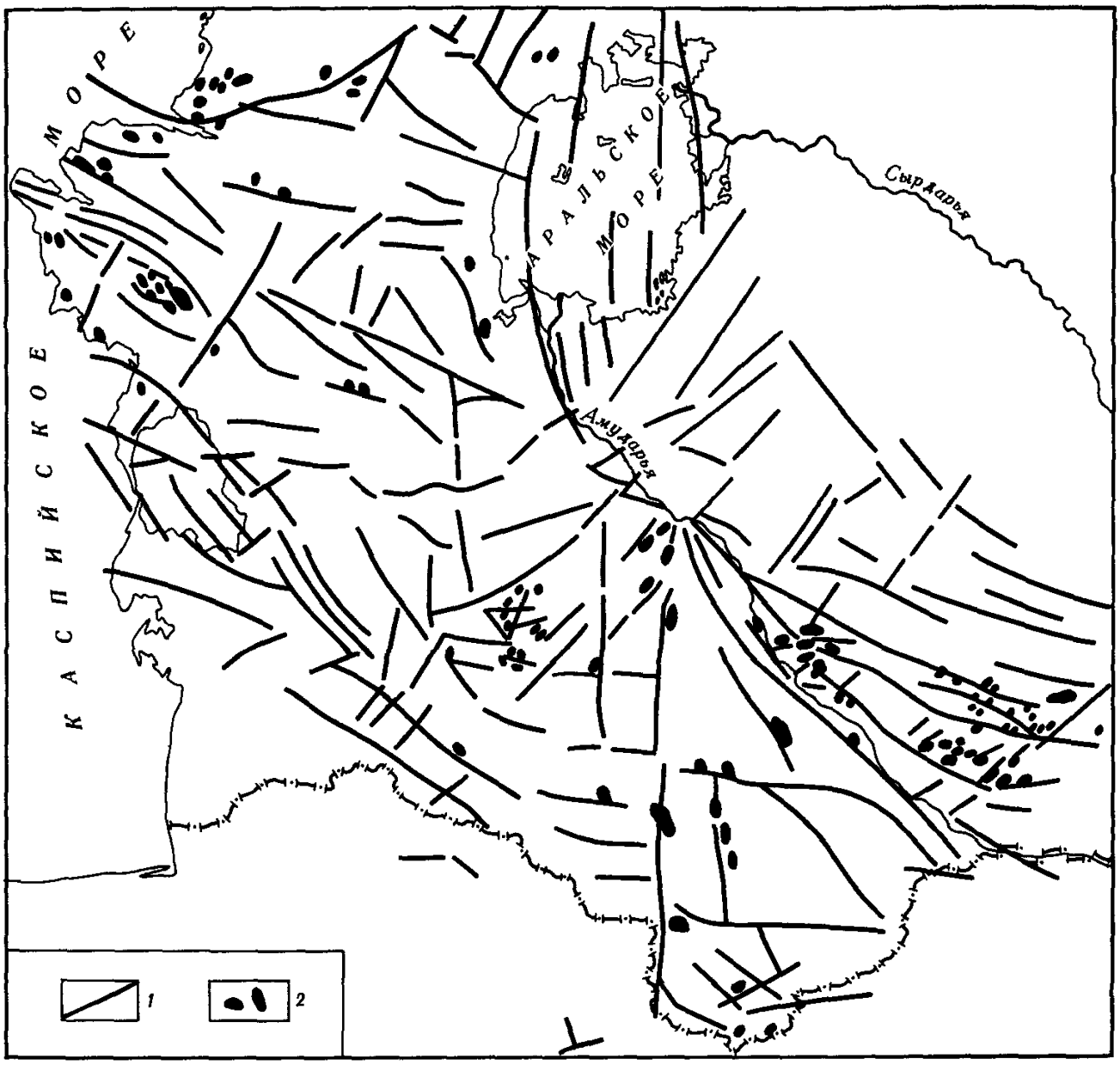


Рис. 166. Главнейшие разломы Туранской плиты и важнейшие скопления углеводородов

1 — разломы, 2 — скопления углеводородов [Гаврилов, 1975, с дополнениями]

участки вероятных локальных поднятий, что позволит сократить объем геолого-геофизических исследований. Поэтому авторы и попытались показать возможности использования космических снимков в этом направлении на примере Туранской плиты.

Туранская плита стала полигоном для отработки методов поиска локальных антиклинальных структур по космическим снимкам, так как, во-первых, на этой территории имеются как районы с высокой геолого-геофизической изученностью и развитой нефтегазодобывающей промышленностью, где фонд локальных поднятий почти исчерпан, так и районы в структурном отношении слабо изученные, но с перспективными нефтегазоносными комплексами; во-вторых, Туранская плита многократно сфотографирована из космоса, что важно в методическом отношении.

Первые космические снимки Туранской плиты — Мангышлака, п-ова Бузачи и прилегающей территории Устюрта — были сделаны В. А. Шаталовым и А. С. Елисеевым с космического корабля «Союз-8» 13—18 октября 1969 г. Дешифрирование этих изображений с геологических позиций выполнили В. Е. Гендлер, О. М. Канфель, М. Т. Козицкая [Гендлер и др., 1973], а сопоставление с геофизическими данными провели М. А. Артамонов, Е. Н. Исаев [Артамонов и др., 1971]. В указанных и других работах для этой территории были отдешифрированы разломы [Богородский и др., 1973; Богородский, Соловьева, 1976] и в принципе доказана возможность дешифрирования региональной глубинной структуры района [Флоренский, 1973, 1976, 1979; Абросимов и др., 1974; Геологическое..., 1978; Космофототектоническая..., 1978; Можаев и др, 1978; Ромашов и др., 1979; Артамонов и др., 1980; Виноградов, Севастьянов, 1980; Космогеологическая..., 1980; Лион, Соловьева, 1981].

В сентябре 1973 г. космонавты В. Г. Лазарев и О. Г. Макаров с космического корабля «Союз-12» провели многозональную съемку этой территории. На полученных снимках многие фотоаномалии были идентифицированы с локальными поднятиями. На

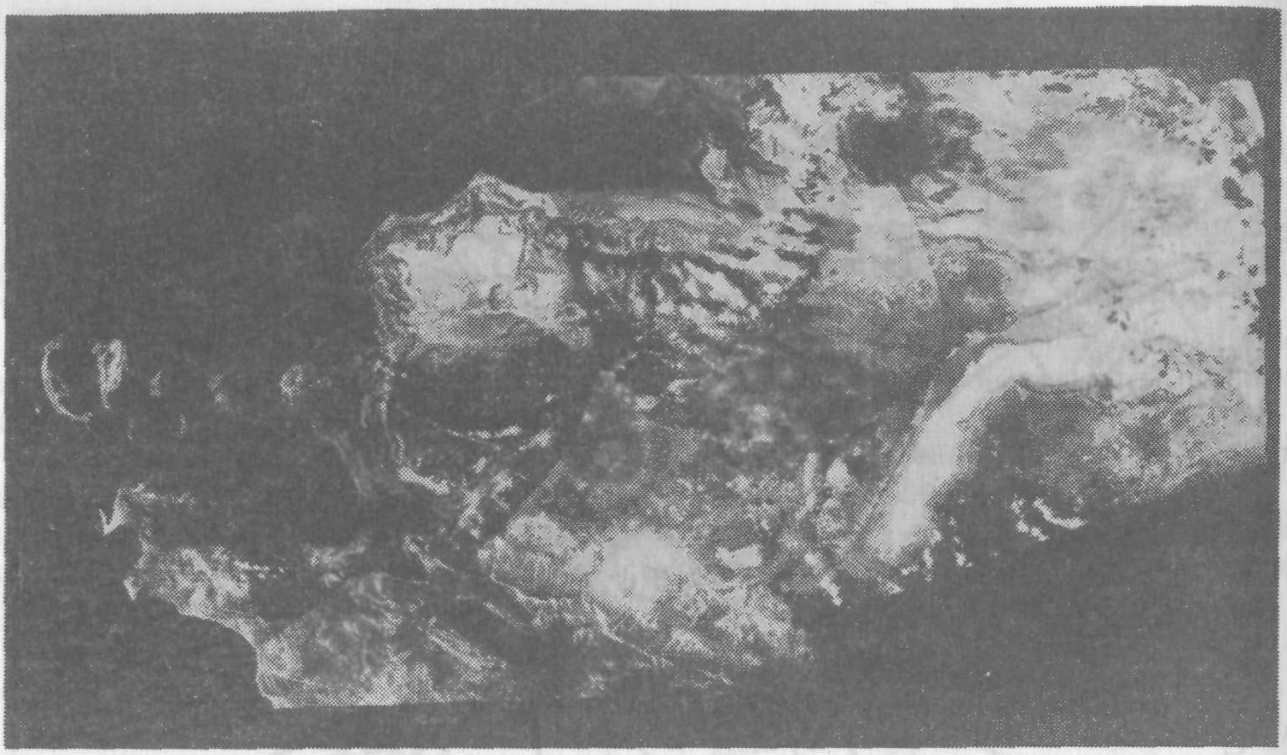


Рис. 167. Монтаж фрагментов снимков п-ова Бузачи, сделанных 27—29 сентября 1973 г. с космического корабля «Союз-12» космонавтами В. Г. Лазаревым и О. Г. Макаровым

фоне ведущей роли разрывов мангышлакского — запад-северо-западного простирания подтверждено существование большого числа разрывов поперечного — северо-северо-восточного простирания.

Позднее территорию Туранской плиты не раз снимали как с советских, так и с американских космических аппаратов. Например, имеются снимки с американской космической станции «Скайлэб», снимки с советской орбитальной станции «Салют-4», сделанные космонавтами П. И. Климуком и В. И. Севастьяновым летом 1975 г., а также мелкомасштабные телевизионные изображения, переданные со спутников серии «Метеор». Все они использованы для отработки методики выявления локальных поднятий.

Месторождения нефти и газа на Туранской плите концентрируются в зонах, отличающихся повышенной неотектонической активностью. В процессе дешифрирования космических снимков была еще раз подтверждена установленная А. А. Бакировым, В. П. Гавриловым и многими другими геологами-нефтяниками связь распределения нефтегазоносных структур с региональными разломами. Даже предварительное дешифрирование позволило путем экстраполяции значительно расширить прогнозные построения, сделанные ранее без анализа космической информации. При обработке снимков масштаба 1 : 1 000 000 и крупнее удается не только изучить разломы, выделяемые по мелкомасштабным изображениям, но и наблюдать связанную с ними структуру поверхности, которая отражает и внутреннюю структуру, т. е. оказывается возможным прямой поиск локальных структур. Наряду с известными ранее региональными тектоническими элементами на космических снимках выделены локальные антиклинальные структуры осадочного чехла. Благодаря тому что на Туранской плите в неотектонический этап значительная часть локальных структур унаследованно испытала воздымание, они, как оказалось, четко отражаются в особенностях рельефа земной поверхности. Для отработки методики их выделения проведено дешифрирование структуры Южного Мангышлака, п-ова Бузачи, Сарыкамышской впадины, а также других нефтегазоносных районов.

Равнины Мангышлака и Устюрта бронируются сарматскими известняками, но в сводах поднятий они более интенсивно размываются и обнажаются среднемиоценовые глины. В результате образуются впадины, которые в аридном климате становятся пересыхающими засоленными такырами и сорами, выделяющимися на космических снимках белесой окраской. В региональном плане удалось проследить Центрально-Мангышлакскую систему дислокаций, простирающуюся на восток-юго-восток, к которой приурочен Каратауский антиклинорий. В его своде дешифрируются выходы темных триасовых отложений, которые дислоцированы и разбиты на блоки серией северо-западных разломов; некоторые из них по космическим фотографиям впервые прослежены дальше — в пределы распространения мезозойско-кайнозойских отложений [Исследования..., 1972; Флоренский, 1973]. С севера и особенно с юга триасовые породы ядра

антиклинория резко ограничены протяженными субширотными разломами. Сходные линеаменты, сопоставимые с разломами, видны и восточнее. Так, по космическим снимкам уточнено и прослежено положение Тумгачинского разлома. Ядро антиклинория обрамлено выходами более светлых пород юры, нижнего мела и низов верхнего мела. Крылья антиклинория сложены белоснежными верхнемеловыми и палеогеновыми породами, образующими склоны Южного и Северного Актау и чинки Устюрта.

Непосредственно с юга к Каратаускому антиклинорию примыкает Чакырганский прогиб, выполненный белыми палеогеновыми известняками Южного Актау. Еще южнее располагается Беке-Башукдукское поднятие. К югу от него выделяется Жетыбай-Узеньская ступень, детально изученная геофизическими методами и разбуренная сотнями скважин. Здесь сводам большинства тектонических поднятий в рельефе отвечают засоленные впадины. К некоторым из этих поднятий приурочены нефтяные месторождения Узень, Карагие, Песчаномысское и др. Севернее Каратауского антиклинория прослеживается Южно-Бузачинский прогиб, который выделяется, по космическим снимкам, *белесой зоной засоленных такыров. Локальным поднятиям западного и южного* склонов плато Устюрт у сора Мертвый Култук и на структуре Моната отвечают участки интенсивного эрозионного вреза [Флоренский, 1973].

Ландшафт плато Устюрт очень однообразен, и выделить локальные структурные элементы трудно, но все же и здесь на космических снимках видны овальные фотоаномалии, соответствующие антиклинальным поднятиям Каменное, Арыстановское, Такубай [Артамонов и др., 1971].

Более детальное дешифрирование локальных структур было проведено на п-ове Бузачи (рис. 167) [Флоренский, Руднев, Крючков, 1976; Артамонов и др., 1980; Виноградов, Севастьянов, 1980; Кутузов, Киенко, 1980]. Как уже говорилось, благодаря обращенному рельефу на сводах растущих структур развиваются засоленные впадины. Поэтому карта засоленности полуострова [Кравцова, 1975; Книжников, Кравцова, 1980] в значительной степени отражает его внутреннюю структуру. Эта связь особенно характерна для северо-западной, сводовой части полуострова, где легко определяется обширный белый сор, приуроченный к Северо-Бузачинскому поднятию. Здесь выделяется ряд структур (рис. 168, *А*): Западно- и Восточно-Каражанбасская, Северо-Бузачинская, Большесорская, Каламкасская, Тасбасская и др. На западном побережье полуострова выделяются Долгинецкая и Северо-Долгинецкая структуры. В пределах Каракичукского прогиба на общем сером фоне определяются светлые пятна соров, соответствующих локальным поднятиям Тущескудук, Кошак, Шаной и др. Южно-Бузачинская зона поднятий протягивается в виде ответвления от Северо-Бузачинской зоны, где светлыми пятнами выделяются Кызанская, Кырынская и другие структуры. В восточной части полуострова меловые породы перекрываются мощным чехлом палеогеновых отложений, который очень слабо дислоцирован, что затрудняет дешифрирование. На общем фоне здесь определяются более светлые фотоаномалии, соответствующие Мурынсорской, Тасурпинской, Турумской и другим структурам. Наряду с известными структурами на космических снимках по фотоаномалиям намечены предполагаемые структуры на западе и востоке от Каражанбасского поднятия и на побережье зал. Комсомолец (см. рис. 167, 168, *А*). Структурное дешифрирование космических снимков весьма эффективно и для зоны мелководья — западнее полуострова, отдельным островам, отмелям и поднятиям дна отвечают локальные структуры [Кравцова, Антонова, 1974; Флоренский и др., 1976].

На базе структурной карты по подошве неокома (третий отражающий сейсмический горизонт) с использованием результатов дешифрирования космических снимков построена *уточненная структурная карта, на которой выделены локальные структуры* и главнейшие отдешифрированные линеаменты (см. рис. 168, *А*). По характеру фотоизображения было отождествлено 35 структур. На структуре Каратурун, выделенной по космическому снимку, получены промышленные притоки нефти. В Каспийском море намечено восемь фотоаномалий, определяемых как антиклинальные структуры.

Сетка линеаментов, выявленных по космическим снимкам масштаба 1 : 1 000 000 и крупнее, контролирует не только распределение структур, но и зоны трещиноватости, а последние, в свою очередь, определяют коллекторские свойства пород. Это особенно важно в связи с тем, что на Южном Мангышлаке в триасовых отложениях главным и, по сути дела, единственным типом коллекторов являются трещиноватые. Геологический анализ сетки сопряженных линеаментов, выявленных на Южном Мангышлаке и п-ове Бузачи, позволил установить их различный динамический характер. Линеаменты мангышлакского — запад-северо-западного простирания контролируют складчатость:

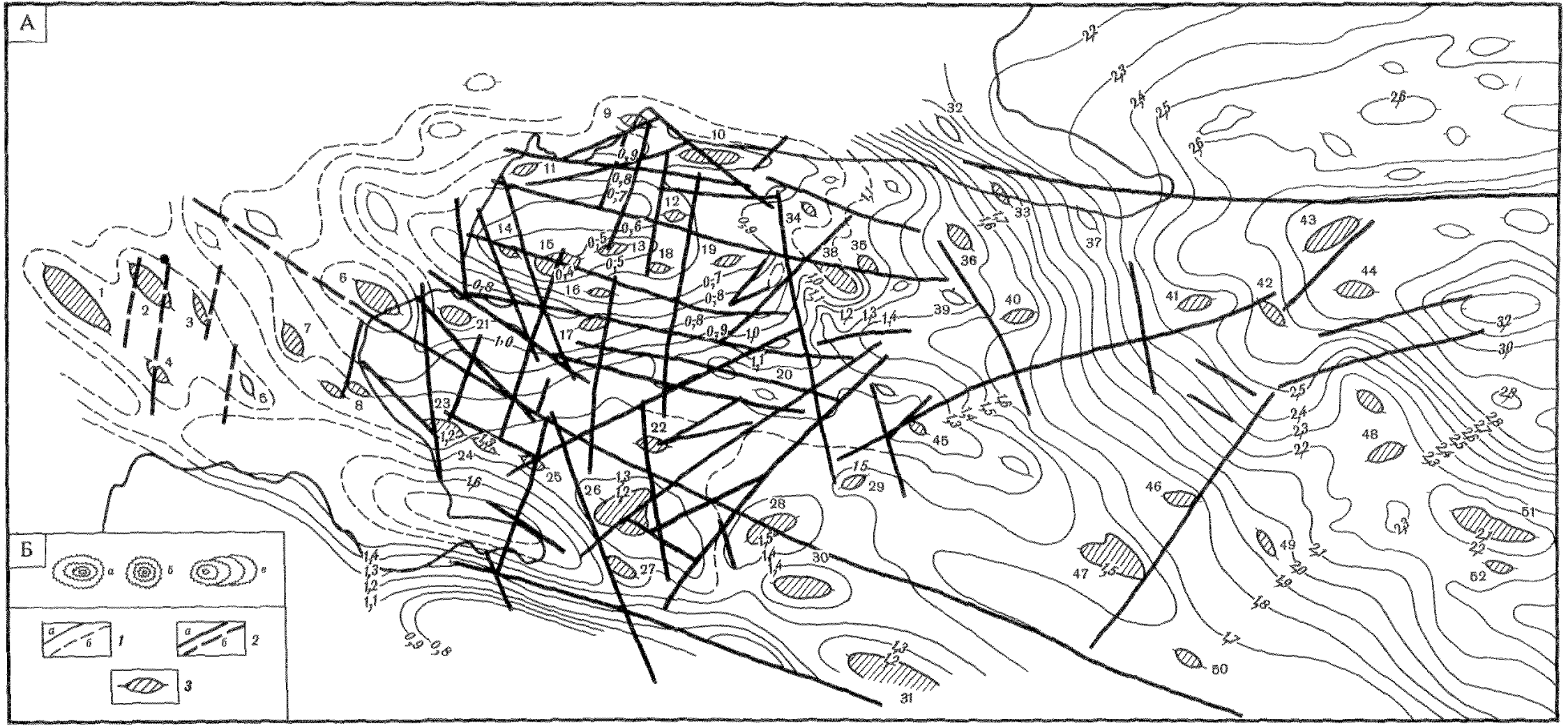

А
Б
а
б
в
1
2
3

Рис. 168. Структурная карта п-ова Бузачи по подошве неокома, построенная по геофизическим данным, детализированная и дополненная локальными структурами, установленными по космическим снимкам, а также отдешифрированными линеаментами [Флоренский, Руднев, Крючков, 1976]

А. *1* — стратоизогипсы по подошве неокома (в км): *а* — достоверные, *б* — экстраполированные; *2* — линеаменты и разломы: *а* — достоверные, *б* — экстраполированные; *3* — локальные структуры (звездочкой отмечены структуры, выделенные впервые по космическим снимкам): м о р с к и е: 1 — Купалы *, 2 — Морская *, 3 — Восточно-Морская *, 4 — Рыбачья *, 5 — Подгорная *, 6 — Западный Долгинец, 7 — Долгинец, 8 — Южный Долгинец *; С е в е р о - Б у з а ч и н с к и й с в о д: 9 — Бурыншик, 10 — Каламкас, 11 — Коскала, 12 — Большесорская, 13 — Северный Бузачи, 14 — Западный Каржанбас, 15 — Восточный Каржанбас, 16 — Жалгыз-Тюбе, 17 — Тасбас, 18 — Западный Худайберген, 19 — Худайберген, 20 — Западный Кызан; Ю ж н ы е Б у з а ч и: 21 — Северный Долгинец, 22 — Тущескудук, 23 — Западный Торлун, 24 — Торлун, 25 — Акмула, 26 — Кошак, 27 — Южный Кошак *, 28 — Шаной, 29 — Восточный Шаной, 30 — Джузсай, 31 — Кискудук, 32 — Дурневская *, 33 — Восточная Дурневская *, 34 — Орпа *, 35 — Турум, 36 — Восточный Турум *, 37 — Имберген *, 38 — Джаманорпа, 39 — Акорпа, 40 — Туяк, 41 — Мурынсор, 42 — Тасурпа, 43 — Северная Тасурпа *, 44 — Восточная Тасурпа, 45 — Кызан, 46 — Тумсык, 47 — Кырын, 48 — Каракудук, 49 — Кайдаш, 50 — Южный Кырын *, 51 — Арыстан, 52 — Уялы *;

Б — модели концентрических фотоаномалий, выявленных по космическим снимкам: *1* — вытянутые, *2* — округлые, *3* — смещенные

к ним приурочены локальные поднятия, структурные ступени; по ним происходило сжатие и потому маловероятно увеличение пористости пород. Иное дело линеаменты северо-северо-восточного простирания: с ними не связаны унаследованные направленные перемещения, именно к ним приурочены зоны трещиноватости, а местами и растяжения. Одним из примеров может служить приуроченность цепочек грязевых вулканов на п-ове Бузачи к разломам северо-северо-восточного простирания, однозначно свидетельствующих о зияющих трещинах и о миграции по ним воды и углеводородов на поверхность [Грибков, 1975].

Известны успешные попытки поиска локальных структур по космическим снимкам. В основу их выделения положены признаки, предложенные при дешифрировании локальных структур полуостровов Мангышлак и Бузачи: смена направления водотоков, углубление овражной сети, а также засоленные участки [Оруджева и др., 1982].

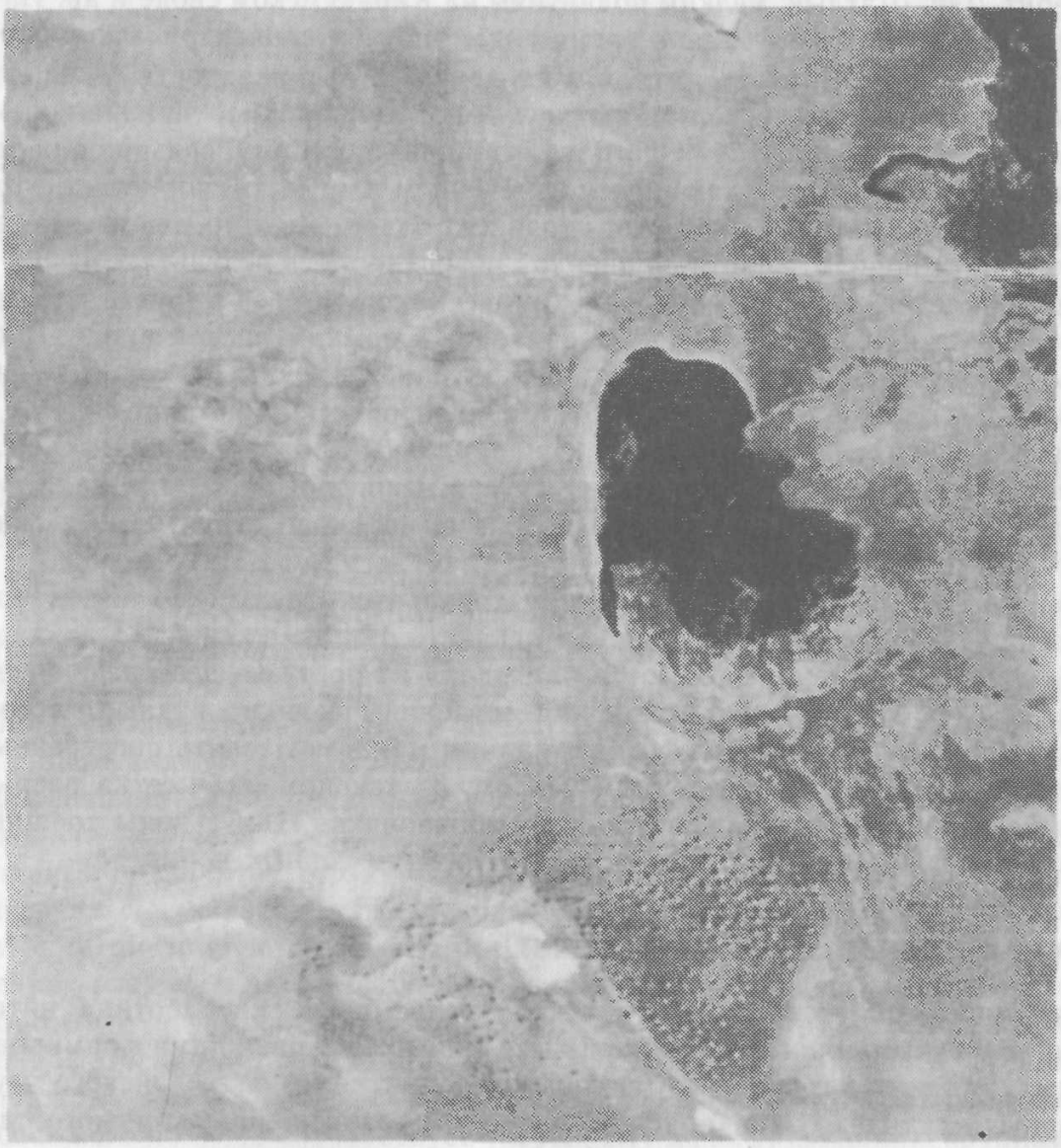


Рис. 169. Космический снимок района Сарыкамышской впадины, полученный со спутника «Метеор-30»



Рис 170 Схема дешифрирования Сарыкамышской впадины

1 — границы региональных тектонических элементов *2* — локальные структуры, впервые выявленные по космическим снимкам, *3* — ранее известные локальные структуры, дешифрирующиеся на космических снимках Региональные тектонические структуры I — Шахпахтинская ступень, II — Центрально Устюртское поднятие, III — Ассакеауданская впадина, IV — Сарыкамышская впадина, V — Дарьялык Дауданский прогиб VI — Центрально Каракумский свод, VII — Верхнеузбойская впадина, VIII — Карашорский вал

Кроме того, были обнаружены слабо выраженные локальные концентрические фотоаномалии, которые образованы чередованием узких колец фототона (см рис 168, *Б*) Впервые они были установлены на п-ове Бузачи Подобный рисунок отвечает многим изученным структурам, в том числе и месторождениям нефти и газа, таким, как Жетыбай, Узень, Небит-Даг, Шатлык, мелким поднятиям на Каракумском своде и др На космических снимках, полученных в разное время года, рисунок концентрических образований сохраняется, изменяются лишь детали и степень его выраженности Концентрические фотоаномалии чаще всего несколько вытянуты, подобно брахиантиклинальным структурам Проявление концентрических фотоаномалий, по-видимому, связано с образованием локальных складок, сопровождающимся изменением плотности, пористости, трещиноватости и проницаемости горных пород от свода к крыльям Видимо, эти изменения влияют на вышележащие породы, вплоть до дневной поверхности, в результате чего и формируются ореолы изменения увлажненности и химических процессов в грунте, что отражается в рельефе и растительности Так, на территории Сарыкамышской впадины (рис 169) выделены фотоаномалии, соответствующие как ранее известным, так и впервые выделенным локальным структурам (рис 170) К концентрическим фотоаномалиям, вероятно, относятся как антиклинальные, так и синклинальные образования, но различить их трудно Поэтому приходится привлекать другие дешифровочные признаки у антиклиналей более выражены концентрические полосы на своде структуры, у синклиналей, наоборот, более выразительны полосы на крыльях

Таким образом, в результате выделения локальных структур по космическим снимкам территорий Туранской плиты можно высказать ряд положений 1) локальные антиклинальные структуры дешифрируются благодаря их росту на неотектоническом этапе им отвечают сгущение овражной сети или котловины, хорошо видные на космических снимках, 2) по концентрическим фотоаномалиям можно выделять погребенные локальные структуры, перекрытые осадочным чехлом, 3) закономерная сетка разрывов контролирует как зоны регионального структурообразования, так и зоны трещиноватости, а следовательно, и изменения коллекторских свойств горных пород

ФЕРГАНСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ОБЛАСТЬ

Восточная часть эпигерцинской Туранской плиты была переработана интенсивными неоген-четвертичными орогеническими движениями, обусловившими формирование ряда межгорных впадин, разделенных крупными поднятиями палеозойского фундамента В межгорных впадинах сохранились отложения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла, перекрытые мощными грубообломочными породами орогенного комплекса Примером такой впадины может служить Ферганская, юрские отложения которой пер-

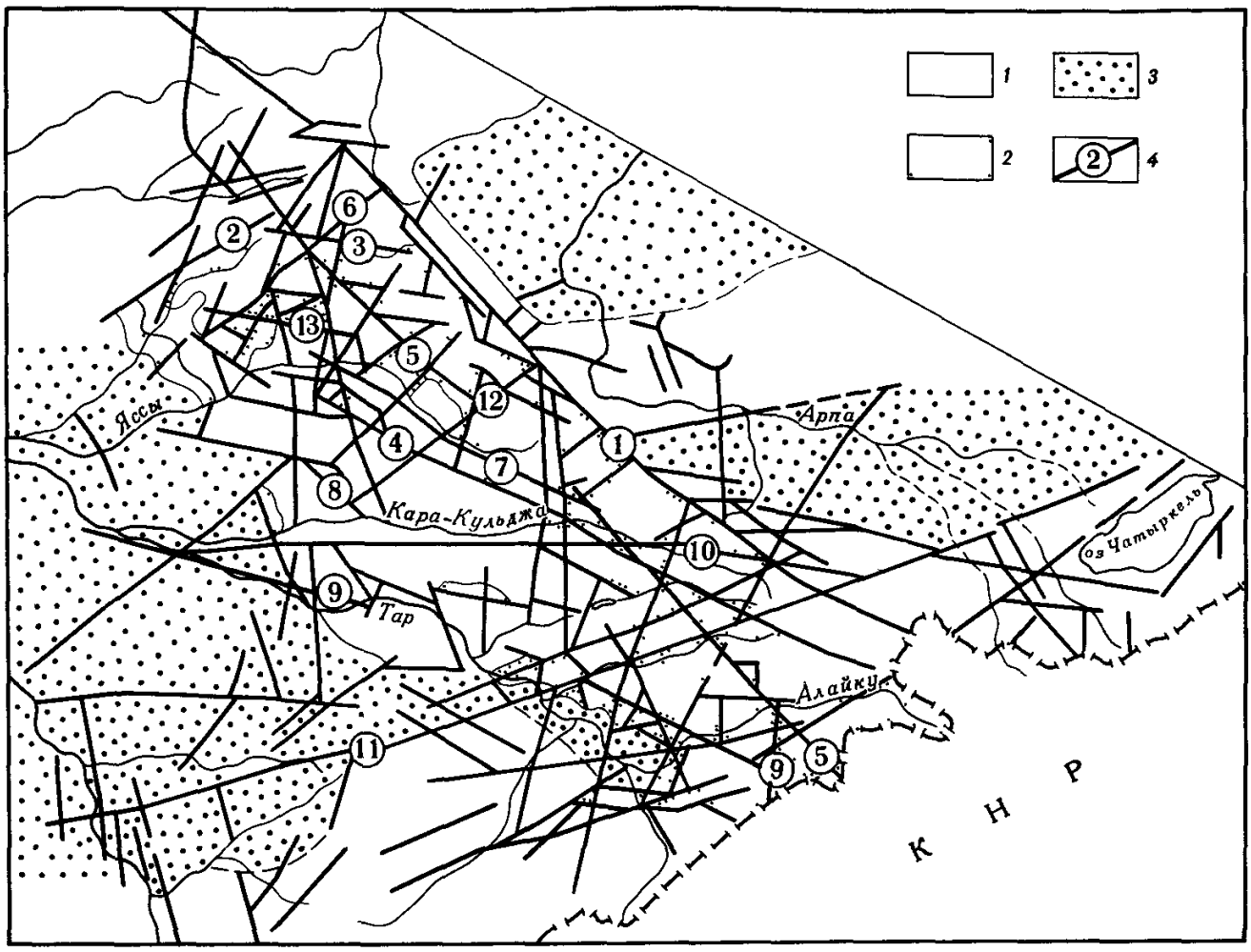


Рис 171 Схема дешифрирования космического снимка Восточной Ферганы, полученного со спутника «Ландсэт-1» 26 сентября 1972 г

1—3 — отложения *1* — палеозойские, *2* — юрские, *3* — меловые и более молодые, *4* — линеаменты и разрывные нарушения 1 — Таласо-Ферганский, 2 — Кумбельский, 3 — Семизский, 4 — Бештерекский, 5 — Кугарт Терекский, 6 — Туюкский 7 — Ясинский, 8 — Таксан Тампырский, 9 — Тарский, 10 — Каракульджинский, 11 — Терекский, 12 — Читтинский, 13 — Туюксазский

спективны для обнаружения залежей нефти и газа, но обычно погружены на большую глубину и недоступны непосредственному наблюдению Поэтому изучение юрских отложений проводилось в Ферганском хребте, где они обнажаются на значительной площади, а выявленные в открытых районах закономерности строения юрских отложений могут быть использованы для прогнозирования нефтегазоносности в смежных впадинах [Цейслер и др , 1981]

Для изучения тектоники Ферганского хребта были отдешифрированы аэрофотоснимки масштабов 1 35 000 и 1 100 000 и космические снимки масштаба 1 1 000 000 (рис 171) Слагающие хребет пачки конгломератов, гравелитов, разнозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и пласты углей расчленены на коккиинскую (нижняя юра), туюкскую (аален), чаарташскую (байос), зинданскую (бат) и кошбулакскую (верхняя юра) свиты, которые с размывом залегают либо одна на другой, либо на палеозое Красноцветные терригенные отложения нижнего мела развиты только в западных отрогах Ферганского хребта, где ложатся на кошбулакскую свиту и ее аналоги Неоген-четвертичные отложения, слагающие эпиплатформенный орогенный комплекс, играют крайне незначительную роль и представлены валунниками, галечниками и песками в основном аллювиального либо моренного происхождения

Дешифрирование аэрофотоснимков масштаба 1 35 000, сделанных в осенний период, позволило получить общее представление о структуре района На них хорошо видны элементы складчатой структуры, по единичным прослоям песчаников возможно определение залегания пород даже в областях развития мощных пачек алевролитов и аргиллитов, дешифрируются мелкие разрывные нарушения Из-за обилия дешифрируемых мелких разрывов на снимках этого типа часто затруднено выделение разрывов, определяющих структуру района Этот недостаток успешно преодолевался при использовании аэрофотоснимков масштаба 1 100 000, сделанных поздней осенью, когда район был покрыт маломощным снеговым покровом Генерализующее влияние масштаба съемки и снежного покрова способствует уверенному дешифрированию крупных разрывных и складчатых нарушений На космических снимках складчатая структура района практически не дешифрируется Только в районах развития мощных пологозалегающих

пачек грубообломочных пород юры и мела (бассейн р. Яссы, бортовые части Ферганской впадины и мульды Алайку) возможно дешифрирование подошвы мезозойских отложений и определение общего падения слоев по пластовым треугольникам. Наиболее пригодными для изучения структуры района оказались космические снимки, сделанные в красной и инфракрасной частях спектра (0,7—1,1 мкм), что ранее отмечалось на примере смежных регионов.

Дешифрирование космических снимков и наземная проверка результатов позволили выделить крупные разрывные зоны в палеозойском фундаменте и проследить их на большие расстояния в поле развития юры, что было затруднено при использовании только аэрофотоснимков, где эти нарушения теряются в массе мелких разрывов. На космических снимках разрывные зоны выражены прямолинейными «рубцами», с которыми часто совпадают прямолинейные участки речных долин или их резкие изгибы, седловины и уступы в рельефе; часто они разделяют участки снимка с различным фототоном. В гравитационном поле наиболее крупные из установленных разрывных зон фиксируются повышением градиента поля, а в юрских отложениях к ним приурочены зоны концентрации дислокаций. Установленные разрывные зоны иногда совпадают с крупными разрывами, выявленными ранее при геологической съемке (Таласо-Ферганский, Бештерекский, Кумбельский и др.), либо продолжают их, либо установлены впервые и объединяют в единую систему серии мелких разрывов, выявленных по аэрофотоснимкам.

Разрывные зоны в фундаменте образуют две ярко выраженные системы: 1) Таласо-Ферганский разлом и субпараллельные ему зоны разрывов (295—315°) и 2) систему субширотных (265—275°) разрывных зон. Таласо-Ферганский разлом является структурой планетарного масштаба, развитие которой во многом определяет особенности геологического строения прилегающих районов, поэтому вполне естественно, что преобладающее развитие получили зоны северо-западного простирания, оперяющие Таласо-Ферганский разлом. Субширотные разрывные зоны имеют подчиненное значение и как бы «простреливают» поднятие Ферганского хребта, соединяя структуры Алайского и Кокшальского хребтов.

Наземные наблюдения показали, что выделенные разрывные зоны являются крупными субвертикальными сбросами и взбросами с амплитудой до 3 км и протяженностью часто свыше 100 км, которые рассекают район на блоки. Разрывные зоны широтного (Семизская) и северо-западного (Яссинская, Кугарт-Терекская и др.) простираний контролировали юрское осадконакопление, так как к ним приурочены резкие изменения мощности и состава юрских отложений. Для зон северо-восточного и меридионального простираний отсутствуют данные, указывающие на их древность, и образование этих зон следует, вероятно, связывать с эпохой неоген-четвертичного орогенеза.

Большинство мелких разрывов, секущих юрские отложения, так же как и разрывных зон фундамента, относятся к субвертикальным сбросам. Преобладают разрывы длиной 2—8 км с амплитудой до 100 м; часто встречаются разрывы практически без смещения (тектонические трещины), длиной до 1 км. Простирание мелких разрывов определяется простиранием разрывных зон в фундаменте (см. рис. 173).

Юрские отложения Ферганского хребта заполняют крупный грабен, строение которого определяется чередованием относительно просто построенных складчато-глыбовых структур, осложненных мелкими складками. Для складчато-глыбовых структур характерны следующие общие признаки: 1) соответствие ориентировки осевых поверхностей складчатых структур простиранию разрывных зон; 2) сочленение смежных складчатых структур по зонам разрывов, в том числе «в торец»; 3) общая брахиформность складчатых структур; 4) асимметрия поперечного профиля; 5) усложнение строения складчатых форм на глубине, в нижних свитах юры; 6) усложнение строения складчатых форм в области роста мощности юрских отложений и увеличение роли глинисто-алевритовых пачек в разрезе.

Тесная генетическая связь между движениями блоков палеозойского фундамента по рассекающим его зонам разрывов и образованием складчато-разрывных нарушений в юрских отложениях подтверждается соответствием между простиранием последних и простиранием зон разрывов в фундаменте (рис. 173) [Мальцев, 1973]. В междуречье Каратюбе — Каргаш развиты широтные зоны разрывов в фундаменте, здесь же в юрских отложениях преобладают разрывы широтного простирания, а оси складок также ориентированы широтно. Южнее, в междуречье Каратюбе — Чавай, в фундаменте преобладают разрывные зоны северо-западной и северо-восточной ориентировок, соответственно в юрских отложениях преобладают разрывы этих же направлений и северо-западное простирание осей складок. Связь между разрывными зонами фунда-

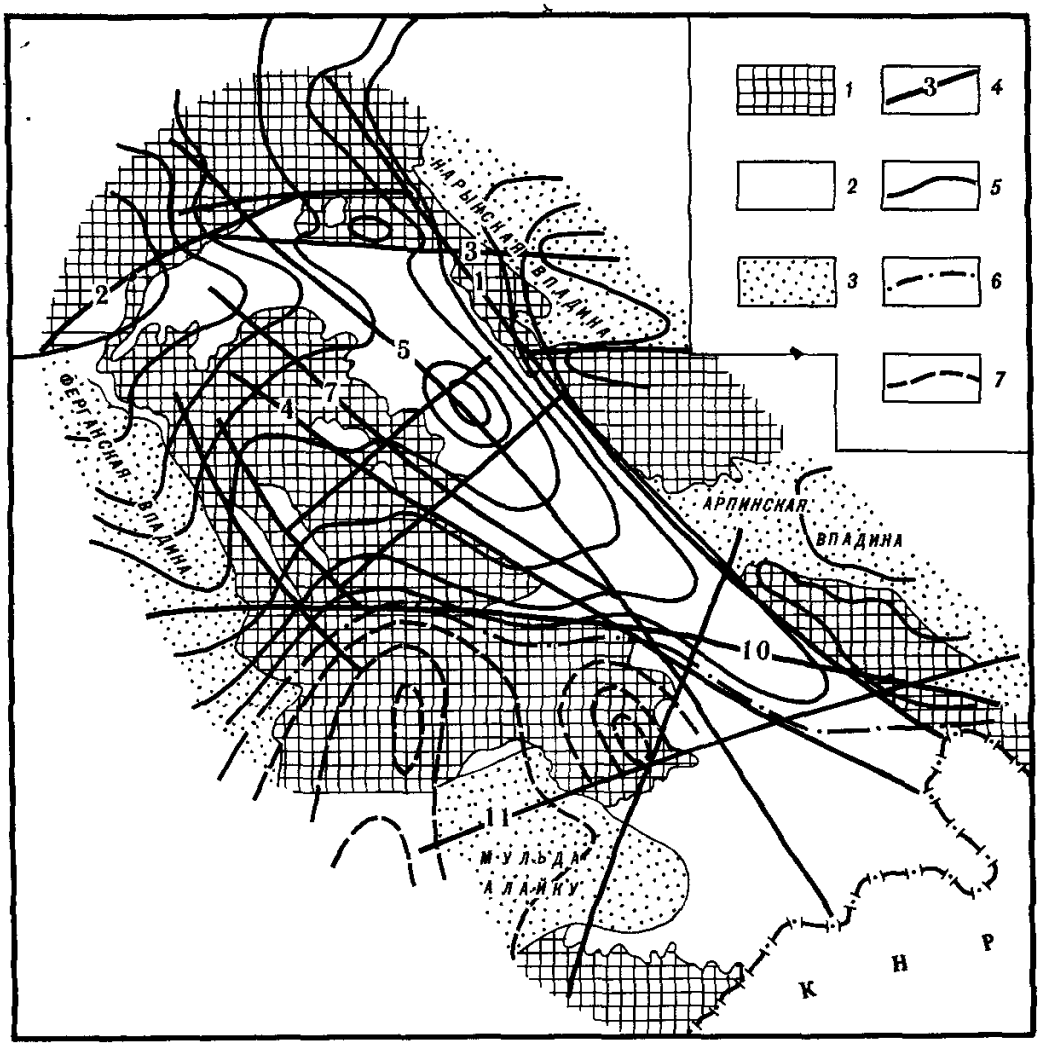


Рис. 172. Схема разломов фундамента Ферганского хребта

1—3 — отложения: *1* — палеозойские, *2* — юрские, *3* — меловые и более молодые; *4* — зоны разрывов в фундаменте (их названия см. на рис. 171); *5*—*7* — изолинии силы тяжести в редукции Буге: *5* — отрицательные, *6* — нулевые, *7* — положительные

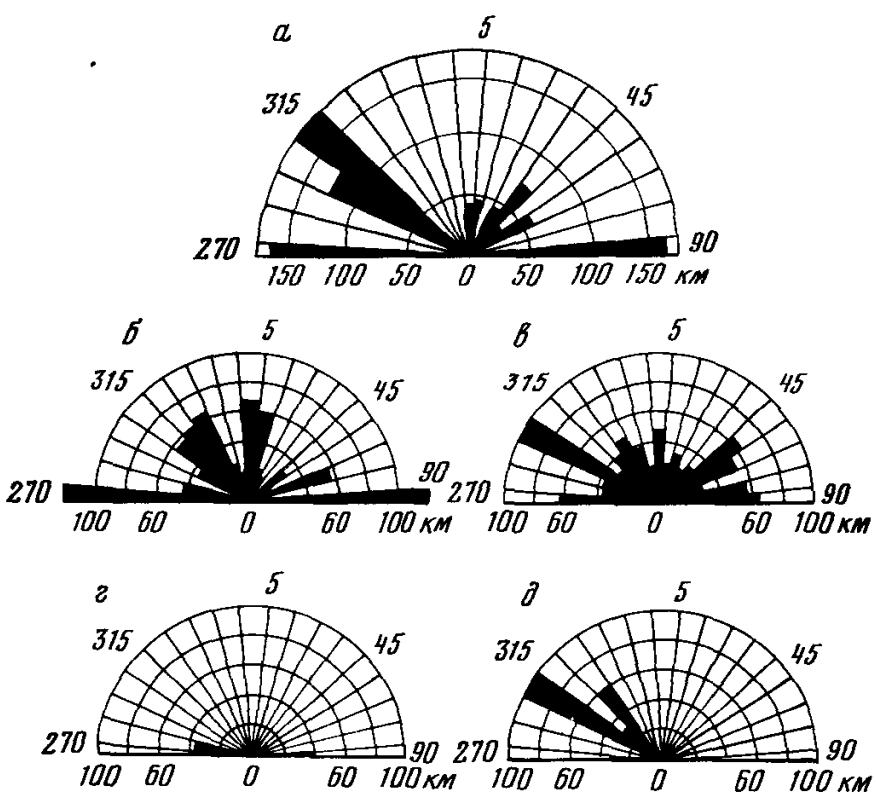


Рис. 173. Диаграммы ориентировки тектонических структур в северной части Ферганского хребта

а — зоны разрывов в фундаменте по всему району; *б* — разрывные нарушения в юрских отложениях междуречья Карагаш—Каратюбе; *в* — то же, для междуречья Каратюбе—Чавай; *г* — оси складок II порядка в юрских отложениях междуречья Карагаш — Каратюбе; *д* — то же, для междуречья Каратюбе — Чавай; по радиусу диаграмм отложена суммарная длина соответствующих структур (в км)

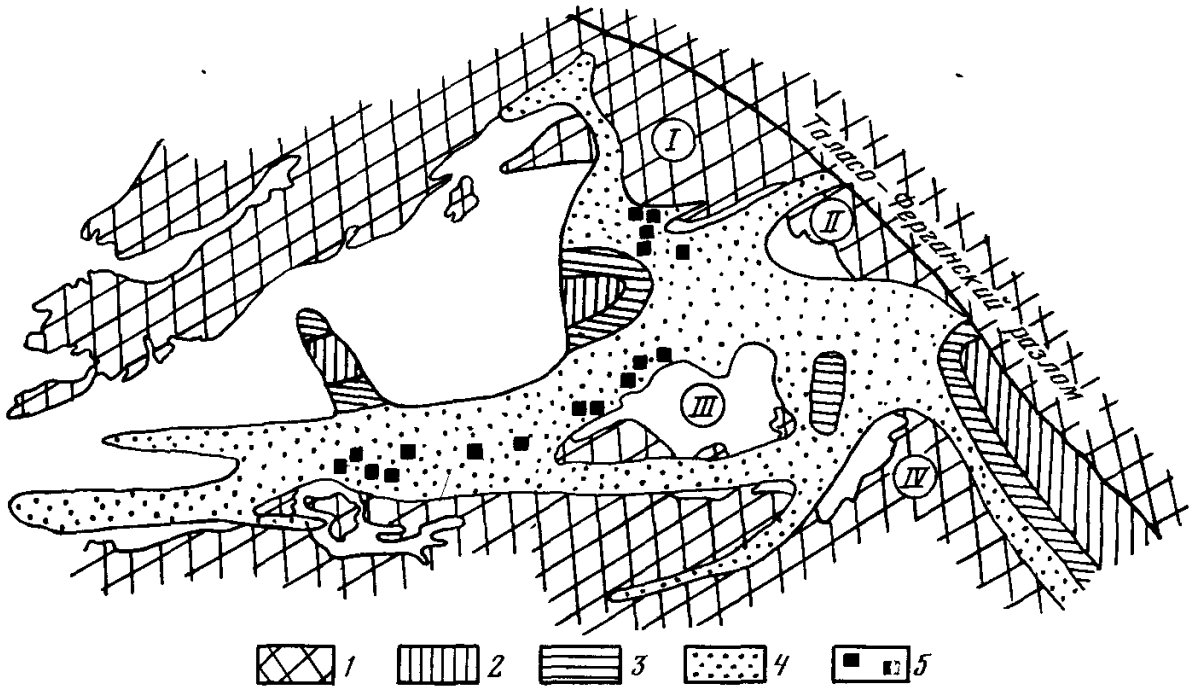


Рис. 174. Схема палеотемпературных зон юрских отложений Ферганы

1 — палеозойские отложения; *2—4* — юрские отложения с палеотемпературами преобразования (в °С): *2* — более 250, *3* — 250—200, *4* — 200—100; *5* — разведочные площади. Поднятия фундамента (цифры в кружках): I — Баубашатинское, II — Восточно-Ферганское, III — Карааатырское — Сугандинское, IV — Восточно-Алайское

мента и дислокациями юрских отложений подтверждается также усложнением складчатости в нижних горизонтах юрской толщи с образованием разнообразных при- и надразрывных складок.

Для оценки перспектив нефтегазоносности региона на основе замеров показателя отражения витринита из юрских отложений Ферганского хребта и интерпретации материалов по метаморфизму юрских углей Ферганской впадины [Пунанов и др., 1980; Гречишников, Флоренский, 1981] выделены палеотемпературные зоны (рис. 174).

Известно, что залежи нефти избирательно размещены в зонах осадочных пород, различных по палеотемпературам преобразования [Амосов и др., 1980]: юрские отложения Ферганской нефтегазоносной области относятся ко второй, третьей и четвертой зонам палеотемператур. Вторая зона характеризуется прогревом отложений свыше 250 °С: бóльшая часть органогенных флюидов мигрировала отсюда в менее высокотемпературные зоны, но оставшееся органическое вещество способно генерировать углеводороды (газы) при дальнейшем повышении температуры. В юрских отложениях эта зона прослеживается в полосе, примыкающей к Таласо-Ферганскому разлому (Ферганский хребет), и в центральных участках Ферганской впадины. Породы третьей (250—200 °С) зоны способны генерировать и сохранять углеводородные газы, которые могут здесь скапливаться при наличии ловушек. Эта зона сравнительно узкой полосой огибает высокотемпературную вторую зону и в Ферганском хребте, и в Ферганской впадине. Четвертая зона палеотемператур (200—100 °С) наиболее благоприятна не только для генерации, но и для аккумуляции углеводородов. Породы этой зоны широко распространены в составе юрских отложений Ферганской впадины, особенно в ее восточной части, где слагают обширные площади (см. рис. 174).

Перспективы обнаружения новых залежей нефти и газа в юрских отложениях Ферганской нефтегазоносной области следует связывать с ее восточной частью (Куршабский прогиб), где широко развиты юрские отложения четвертой зоны палеотемператур, наиболее благоприятной для аккумуляции и генерации нефти и газа, и куда могли мигрировать значительные массы углеводородов, образовавшиеся при метаморфизме юрских отложений Ферганского хребта и центральной части Ферганской впадины. Если учесть, что миграция углеводородов из юрского прогиба Ферганского хребта могла происходить не только в западном и северо-западном направлениях, но и в восточном, то правомерно предположение о возможной нефтегазоносности юрских и более молодых отложений в Нарынской, Арпинской и Алабукинской впадинах, примыкающих к Таласо-Ферганскому разлому. Миграция углеводородов из юрского прогиба Ферганского хребта в смежные впадины была возможна до начала неоген-четвертичного эпиплатформенного орогенеза, когда указанные структуры были связаны общим покровом платформен-

ного чехла. Итак, при постановке нефтегазопоисковых работ следует ориентироваться на выявление структурных ловушек, имеющих характер асимметричных глыбовых складок, морфология и размеры которых определяются характером движений блоков фундамента по разрывным зонам, а в выявлении и трассировании последних наиболее эффективно дешифрирование космических снимков в комплексе с традиционными геолого-геофизическими методами.

ПРЕДКАВКАЗСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Предкавказская нефтегазоносная провинция является одним из старейших нефтегазодобывающих районов Советского Союза. Несмотря на относительно хорошую изученность и значительную разведанность запасов нефти и газа в ее пределах, потенциальные возможности выявления новых нефтегазоносных месторождений до сих пор еще не исчерпаны, особенно по глубоким горизонтам осадочного чехла.

Предкавказье занимает бóльшую часть Скифской плиты, которая расположена между герцинскими образованиями Донбасса — вала Карпинского и альпийским складчатым сооружением Большого Кавказа, что обусловило подвижный характер ее развития. Скифская плита сформировалась на юго-восточной окраине древней Восточно-Европейской платформы. В течение фанерозоя архейско-протерозойский фундамент плиты был раздроблен на отдельные глыбы, между которыми в герцинскую и киммерийскую эпохи возникали протяженные, но сравнительно узкие прогибы, где осадки местами испытали складчатость и метаморфизм. В альпийскую эпоху на границе со складчатым сооружением Большого Кавказа образовались краевые Азово-Кубанский и Терско-Каспийский прогибы, разделенные поперечной зоной поднятий (Адыгейско-Карачаевский краевой массив). Структура фундамента четко отражается в распределении магнитного и гравитационного полей: для массивов характерно мозаичное распределение геофизических аномалий, складчатые зоны отличаются линейным характером их распределения. Глубины залегания фундамента меняются в значительных пределах. Имеются области неглубокого (менее 1 км) его залегания — Азовский, Адыгейский и Минераловодский выступы; несколько большие глубины отмечаются на Ставропольском своде. Наблюдается погружение фундамента в пределах Манычского прогиба и особенно Донбасса — вала Карпинского. Наибольшими глубинами (более 12 км) залегания характеризуются Азово-Кубанский и Терско-Каспийский прогибы.

К настоящему времени в Предкавказье выявлены месторождения нефти и газа в осадочном чехле от плиоцена до триаса включительно. Распределение месторождений по территории и их приуроченность к определенным тектоническим элементам характеризуются значительной неравномерностью. Так, основные зоны нефтегазонакопления приурочены к крупным положительным структурам; во впадинах большинство их тяготеет к бортовым, в меньшей степени к центральным частям. В краевых прогибах большее число месторождений сосредоточено вдоль складчатых бортов, меньшее — в осевых частях и на платформенных бортах. На размещение месторождений значительное влияние оказывает разрывная тектоника.

В целях детализации глубинного строения Предкавказья в комплексе с геолого-геофизическими материалами широко использовались космические снимки (рис. 175). Для Предкавказья характерна высокая (порядка 70—80%) сходимость результатов дешифрирования линеаментов и выделенных геолого-геофизическими методами тектонических нарушений. Наиболее четко линеаменты совпадают с разломами в фундаменте, а также в складчатых или параплатформенных палеозойских комплексах, выделяемых по распределению гравитационного и магнитного полей по данным сейсморазведки (ГСЗ, КМПВ и др.). При расшифровке геологической природы выявленных линеаментов необходимо также учитывать, что в большинстве своем они соответствуют разломам, активизировавшимся в новейшее время, в частности зонам растяжения, трещиноватости или малоамплитудным нарушениям, которые не всегда устанавливаются геолого-геофизическими методами. Особенно хорошо видны на космических снимках нарушения, имеющие в плане прямолинейную форму и вертикальную плоскость сместителя.

На севере Скифской плиты, южнее вала Карпинского, протягивается субширотный Манычский прогиб, вдоль которого прослеживается широкая зона линеаментов (см. рис. 175, 1), характеризующаяся осветленным фототоном. Линеаменты выделяются по рисунку гидросети, уступам рельефа, фототоновым различиям и, по-видимому, отражают субширотные разломы, которые ограничивают с юга и севера Манычский прогиб. В пределах прогиба отмечается приуроченность продуктивных погребенных поднятий

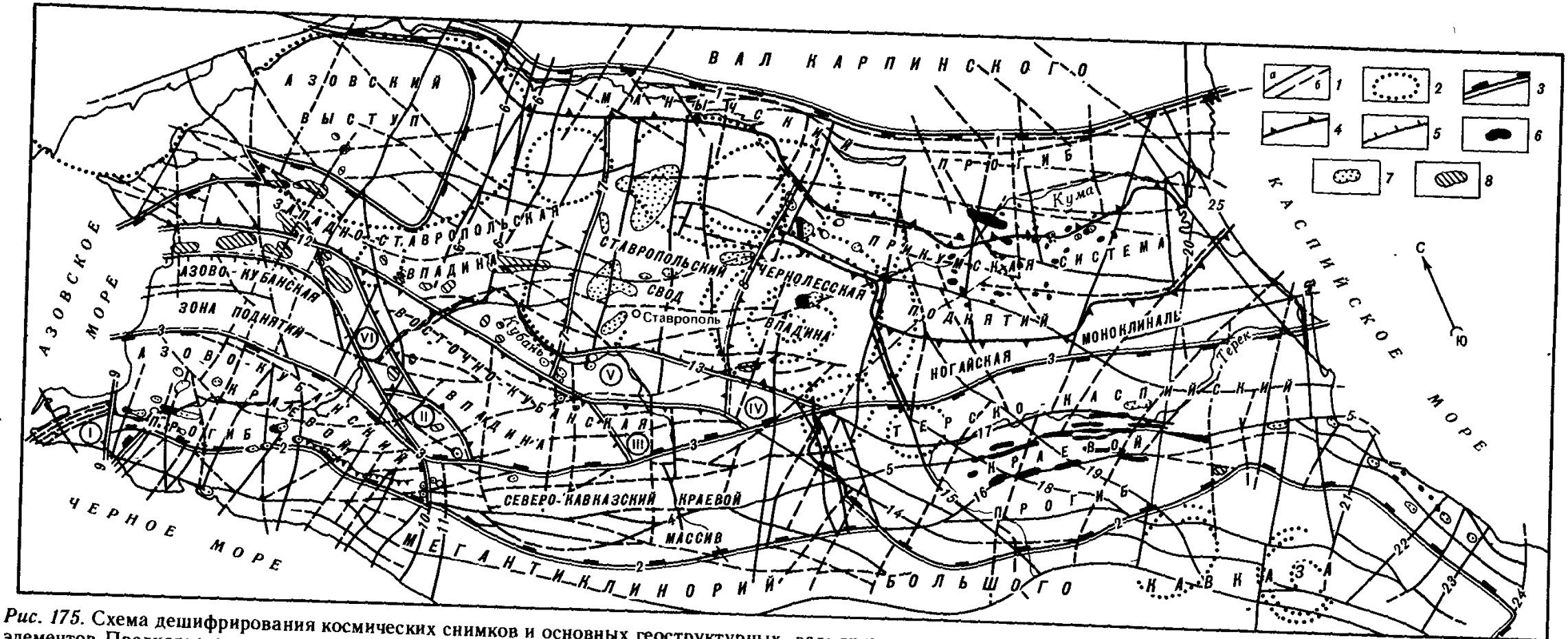


Рис. 175. Схема дешифрирования космических снимков и основных геоструктурных элементов Предкавказья

1 — линеаменты, выделяемые: *а* — уверенно, *б* — менее уверенно; *2* — кольцевые фотоаномалии; *3—5* — границы структурных элементов: *3* — I порядка, *4* — II порядка, *5* — прочие; *6—8* — месторождения: *6* — нефтяные, *7* — газовые, *8* — газоконденсатные.

Цифрами на схеме обозначены: структурные элементы: I — Керченско-Таманский прогиб, II — Адыгейский (Майкопский) выступ, III — Беломечетский прогиб, IV — Минераловодский выступ, V — Армавиро-Невинномысский вал, VI — Каневско-Березанский вал; линеаменты, отражающие глубинные разломы; 1 — Манычский, 2 — Ахтырско-Пшекиш-Тырнаузско-Владикавказский, 3 — Новотитаровско-Черкесско-Терско-Каспийский, 4 — Срединный, 5 — Терский, 6 — Сальские, 7 — Западно-Ставропольский, 8 — Восточно-Ставропольский, 9 — Кальмиус-Джигинский, 10 — Цицинский, 11 — Курджипский, 12 — Бейсугский, 13 — Невинномысский, 14 — Нальчикский, 15 — Ардонский, 16 — Сунженский, 17 — Моздокский, 18 — Датыхско-Ахловский, 19 — Аргуно-Эльдаровский, 20 — Гудермесский, 21 — Карабудахкентский, 22 — Гамриозеньский, 23 — Дербентский, 24 — Самурский, 25 — Каспийский

к пермо-триасовым отложениям и разрывным нарушениям субширотного простирания, причем часто залежи располагаются на участках пересечения этих разломов с субмеридиональными — северо-восточными.

Южным ограничением Скифской плиты, отделяющим ее от мегантиклинория Большого Кавказа, является Ахтырско-Пшекиш-Тырныаузско-Владикавказская шовная зона (2), которой соответствует субширотная зона линеаментов, выраженная практически полным набором как прямых, так и косвенных дешифровочных признаков.

На северо-западе плиты расположен Азовский выступ, представляющий собой восточное погруженное продолжение Украинского щита. На юге его ограничением является система сбросов, которая на космических снимках прослеживается фрагментарно. В восточном направлении Азовский выступ ступенчато погружается по серии субмеридиональных Сальских разломов (6), отчетливо выраженных системой линеаментов вплоть до среднего течения р. Кубани. Восточнее располагается Ставропольский свод, который входит в «антикавказскую» поперечную систему поднятий. Наряду с этим Ставропольский свод является частью крупной зоны относительно приподнятых блоков, прослеживающихся от Украинского щита, Азовского выступа через Прикумскую систему поднятий, Среднекаспийский погруженный массив, Карабогазский свод на восток, к Каракумскому своду Туранской плиты. Эта зона соответствует, вероятно, массивам древней (архейской) консолидации. Ставропольский свод с запада и востока ограничен субмеридиональными разломами (7, 8), вдоль которых четко дешифрируются линеаменты, выраженные резкой сменой фототона; кроме того, Западно-Ставропольский разлом хорошо фиксируется изгибами гидросети, а в северной своей части подчеркивается рисунком временных водотоков и микроформами рельефа. Восточно-Ставропольский разлом выделяется менее четко, особенно в своей южной части. Наряду с ограничивающими разломами в пределах Ставропольского свода наблюдается ортогональная сеть разломов, которым соответствуют отдельные линеаменты. Субмеридиональные линеаменты приурочены, вероятно, к наиболее древним разломам, активизировавшимся на неотектоническом этапе развития. Они отражают докембрийскую тектоническую зональность, что, в частности, подтверждается особенностями распределения магнитных аномалий. Субширотные и северо-западные линеаменты в пределах Предкавказья связаны, видимо, с разломами, заложенными в герцинский и альпийский этапы развития. Для Ставропольского свода отмечается мозаичное расположение газовых залежей, приуроченных в основном к кайнозойским отложениям (хадумский горизонт) и отчасти к мезозойским (нижнемеловым в пределах склонов свода). Такое размещение месторождений обусловлено блоковыми подвижками, происходившими по разноориентированным разломам.

На юге Ставропольского свода отчетливо выделяется Армавиро-Невинномысский вал, которому соответствует герцинский грабен, заполненный молассой и осложненный интрузиями гранитоидов, группирующихся в две цепочки северо-западного простирания. По данным дешифрирования и геолого-геофизическим материалам, юго-восточное продолжение грабена связано с зоной Датыхско-Ахловского разлома (18), которая прослеживается в виде протяженного линеамента.

Южнее Ставропольского свода, в пределах зоны поперечного поднятия, расположен Адыгейско-Карачаевский (Северо-Кавказский) краевой массив. На севере он ограничен Черкесским разломом (3), хорошо выраженным широкой зоной линеаментов, четко дешифрируемых по фототону, рельефу, гидросети, растительности. Западным его продолжением, по-видимому, является Новотитаровский разлом (3), а на востоке после соединения с Невинномысским разломом (13) он известен как Терско-Каспийский разлом (3). С юга краевой массив ограничен Пшекиш-Тырныаузской шовной зоной, которая прослеживается на восток в пределы Терско-Каспийского краевого прогиба до р. Урух, а далее раздваивается на северную, Сунженскую (16), и южную, Владикавказскую (2), ветви; основным продолжением является, вероятно, южная ветвь. На западе Пшекиш-Тырныаузская шовная зона срезается системой субмеридиональных разломов (10, 11); по данным дешифрирования, ее возможным продолжением служит Ахтырская шовная зона (2). Эти крупнейшие зоны разломов, выраженные системами линеаментов, представляют собой северное (Новотитаровско-Черкесско-Терско-Каспийский разломы) и южное (Ахтырско-Пшекиш-Тырныаузско-Владикавказская шовная зона) ограничения системы краевых прогибов и массивов. На востоке Северо-Кавказский краевой массив отделяется от Терско-Каспийского краевого прогиба системой субмеридиональных и северо-западных разломов. Для этого массива характерно развитие большого числа субмеридиональных и северо-восточных разломов, подтверждаемых результатами дешифрирования, активных в мезозойское, а также в новейшее время. Протяженные

субширотные и северо-западные зоны линеаментов отвечают, вероятно, долгоживущим разломам байкальского—герцинского заложения, например Срединному (4), вероятно отделявшему герцинскую эвгеосинклиналь Передового хребта от субплатформенной области. На северо-западе и северо-востоке краевого массива выделяются Адыгейский (Майкопский) и Минераловодский выступы. Структура Адыгейского выступа контролирует ряд газоконденсатных и нефтяных месторождений в меловых и верхнеюрских отложениях.

К востоку от Ставропольского свода расположена Прикумская система поднятий, которая отделяется от свода субмеридиональными разломами, четко выраженными на космических снимках. На севере Прикумская система поднятий вдоль субширотных и северо-западных сбросов граничит с Манычским прогибом, а на юге, плавно погружаясь, переходит в Ногайскую моноклиналь, ограниченную Терско-Каспийским разломом. Для Прикумской системы поднятий и Ногайской моноклинали характерно развитие диагональной системы линеаментов, бо́льшая часть из которых отражает разломы, активные в пермо-триасовую, позднеюрскую и олигоцен-миоценовую эпохи В пределах системы поднятий залежи нефти и газа приурочены к триасовым, юрским, нижнемеловым и в ряде случаев к верхнемеловым отложениям и тяготеют к зонам тектонических нарушений.

К югу от Азовского выступа располагается Каневско-Березанский инверсионный киммерийский грабен. На космических снимках он выделяется слабо, за исключением своей западной части, где его северному ограничению соответствует зона субширотных линеаментов, уходящих на юго-восток вдоль восточного борта Восточно-Кубанской впадины к Нальчикскому разлому (Бейсугско-Невинномысско-Нальчикская система разломов — 12, 13, 14). Вдоль Каневско-Березанского вала разведано несколько газоконденсатных месторождений, приуроченных к ловушкам в базальных песчаниках апт-альба и в аргиллитах складчатого триаса

Между Азовским выступом и Ставропольским сводом располагается Западно-Ставропольская впадина. В пределах впадины хорошо дешифрируется система Сальских субмеридиональных линеаментов; выделяются также субширотные линеаменты вдоль Расшеватского грабена, с которым связаны газоконденсатные месторождения, приуроченные к коре выветривания пермо-триаса и к отложениям нижнего мела. Южнее Западно-Ставропольской впадины расположена Восточно-Кубанская впадина, вдоль северо-восточного борта которой дешифрируется зона линеаментов, отвечающая крупному разлому северо-западного простирания, выделенному по геолого-геофизическим данным. Кроме того, выделяются линеаменты, соответствующие разломам, расчленяющим впадину. Прослеживается ряд субширотных линеаментов, отражающих, видимо, герцинский и мезозойский структурные планы, особенно в южной части впадины. Известные газоконденсатные месторождения в пределах впадины имеют в основном изометричную форму, приурочены к юрским и меловым отложениям и отличаются неравномерным характером размещения. Они расположены как вдоль бортов впадины, так и в ее центральной части.

По данным дешифрирования, в восточной части Чернолесской впадины выделяется субмеридиональный разлом, который на юге раздваивается на Ардонскую (15) и Датыхско-Ахловскую (18) ветви. Этот разлом, вероятно, отделяет впадину от Ногайской моноклинали. Чернолесской впадине соответствует огромная, диаметром около 100 км, кольцевая фотоаномалия, выделяемая на черно-белых снимках главным образом кольцеобразным рисунком гидросети.

На юго-западе Предкавказья расположен Азово-Кубанский краевой прогиб, ограниченный на севере Новотитаровским разломом (3), а на юге Ахтырской шовной зоной (2), вдоль которой известны многочисленные залежи нефти и газа в верхнеюрских и палеоген-миоценовых отложениях. На крайнем западе краевого прогиба по геолого-геофизическим материалам и результатам дешифрирования выделяется Кальмиус-Джигинский разлом (9), являющийся восточной границей зоны длительного прогибания Керченско-Таманского межпериклинального прогиба. На космических снимках структура Таманского полуострова дешифрируется очень детально: на снимках масштаба 1 : 1 000 000 выделяются не только все антиклинальные зоны, но и отдельные мелкие локальные поднятия. Обращает на себя внимание большое количество северо-восточных и субмеридиональных линеаментов, отражающих, вероятно, древний структурный план.

На востоке расположен Терско-Каспийский краевой прогиб, ограниченный Терско-Каспийским и Владикавказским разломами. В прогибе по геофизическим данным и материалам дешифрирования прослеживаются крупнейшие зоны субширотных линеаментов,

соответствующие Терской и Сунженской надразломным антиклинальным зонам (5,16). Намечается четкая приуроченность нефтяных месторождений к этим линейным зонам, причем залежи вскрыты в надсолевых верхнеюрских, меловых и среднемиоценовых (чокракско-караганских) отложениях. На космических снимках выделяются Моздокский, Терский, Сунженский и другие линеаменты. Кроме продольных, четко выделяются линеаменты, соответствующие поперечным разломам, обусловившим сложную структуру прогиба. В целом для краевых прогибов и массивов Предкавказья характерно то, что положение нефтяных и газовых месторождений контролируется субширотными и северо-западными шовными зонами и разломами (2, 5, 16, 17 и др.).

В пределах Дагестанского клина дешифрируются субмеридиональные зоны трещиноватости, связанные, видимо, с ростом поперечного поднятия клина в альпийскую позднеорогенную стадию. Кроме того, выделяется Каспийская система линеаментов (25), обусловившая, вероятно, северо-северо-западную ориентировку Каспийского побережья и прослеживающаяся на север в пределы вала Карпинского.

Комплексный анализ геолого-геофизических и дистанционных материалов позволяет говорить о том, что субмеридиональные и северо-восточные тектонические простирания отражают главным образом древнейший добайкальский структурный план фундамента Предкавказья, а северо-западные и субширотные отвечают в основном герцинской и альпийской тектонической зональности. Северо-восточные и субмеридиональные тектонические зоны претерпели активизацию на новейшем тектоническом этапе. Следует также отметить, что большинство месторождений нефти и газа тяготеет к узлам пересечения разломов.

Таким образом, дешифрирование космических снимков Предкавказской нефтегазоносной провинции дает новую дополнительную информацию, позволяющую уточнить, а в ряде случаев наметить новые зоны тектонических нарушений, а также более уверенно судить об общем структурном плане осадочного чехла, положении геоструктурных элементов и их границах. Размещение скоплений углеводородов зависит от структурного плана, тектонических нарушений и неотектонических движений; поэтому дистанционные исследования, уточняющие особенности тектоники, играют важную роль при нефтегеологическом районировании перспективных территорий. Выявление и уточнение планового положения тектонических нарушений, проведенные с использованием дистанционной информации в комплексе с геолого-геофизическими материалами, имеют важное значение еще и потому, что в настоящее время необходимо уделять значительное внимание поискам скоплений углеводородов, связанных не только с антиклинальными, но и с неструктурными ловушками, приуроченными к региональным зонам несогласия.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Ландшафтно-индикационные признаки глубинной структуры

Анализ геологической информативности космических снимков Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции различных уровней генерализации проводится с позиций ландшафтно-индикационного подхода и затрагивает вопросы их комплексного использования в целях организации рационального поиска локальных структур в малоизученных районах. Результаты дешифрирования космических снимков выявляют сложную картину современного перекрестного плана структуры Западно-Сибирской плиты, отмечаемую многочисленными авторами [Геологическое.. , 1971, Астахов, Ероменко, 1976, 1978, Макаров, Соловьева, 1976, Соловьева и др , 1976; Рудкевич, Смирнов, 1977; Сурков, Жеро, 1977; Можаев и др., 1978; Боровский и др., 1980; Космогеологическая..., 1980; Яншин, Зятькова, 1980].

Фундамент плиты имеет сложное гетерогенное строение. Его формирование связывают с байкальской, салаирской, каледонской и герцинской фазами тектогенеза [Геологическое..., 1971; Рудкевич, Смирнов, 1977; Сурков, Жеро, 1977].

Сравнительный анализ структурных карт подошвы платформенного чехла показывает, что тип его деформаций определяется унаследованным развитием преимущественно субмеридиональных структур фундамента. Отличительной чертой юрского структурного плана (отражающий горизонт «Б») является более отчетливая изометричность очертаний региональных и локальных структур, а также появление субширотных элементов. Разрывные нарушения фундамента отражаются в чехле как флексурные линейные зоны.

Постепенное выполаживание конседиментационно развивающихся структур вверх по разрезу, проявляющееся в уменьшении мощности чехла в сводах поднятий и в ее увели-

чении в сопряженных прогибах, сочетается с постепенным возрастанием роли субширотного простирания в верхних горизонтах осадочного чехла.

О неоген-четвертичных преобразованиях структурного плана Западно-Сибирской плиты нагляднее всего свидетельствуют карты новейшей тектоники. Они фиксируют коренные изменения в характере тектонического развития территории, проявившиеся в резком усилении роли субширотных структурных элементов.

Особое значение субширотных элементов в строении современного рельефа плиты впервые установил Ю. А. Мещеряков [1972], который выделил две сопряженные «волны» (системы поднятий и прогибов) меридионального и субширотного простираний. Идея существования перекрестного структурного плана чехла Западно-Сибирской плиты получила дальнейшее развитие в ряде работ А. Н. Ласточкина [1973 и др.], в которых он рассматривает широтные зоны положительных и отрицательных деформаций как поперечные по отношению к продольным субмеридиональным. По его мнению, волнообразно-колебательные движения определили орографический план региона, элементы которого образуют решетчатый рисунок с четырьмя главными направлениями — меридиональным, широтным, северо-восточным и северо-западным. Новейший структурный (морфоструктурный) план построен по принципу тектонической решетки со взаимопересекающимися малоамплитудными меридиональными и широтными зонами поднятий и прогибов.

Ландшафтно-индикационный подход к дешифрированию космических снимков базируется на методологических основах структурно-геоморфологического анализа, заложенных в трудах В. Пенка, В. Девиса, Ю. А. Мещерякова, С. С. Шульца и др. Школой структурной геоморфологии установлено, что объекты земной поверхности — это прежде всего тектонические и неотектонические структуры, представляющие собой результат всей истории геологического развития континентов и запечатленные в облике рельефа и ландшафта в целом.

Структурно-геоморфологический анализ предусматривает комплексное использование геологических и геофизических материалов [Основы..., 1978]. Сопоставление результатов дешифрирования приповерхностной тектонической структуры со структурными картами глубинных горизонтов чехла и фундамента позволяет проследить сложную картину перестройки структурного плана региона на новейшем этапе тектонического развития, что имеет большое значение при оценке нефтегазоносности.

Дешифрирование разномасштабных космических снимков ведется от общего к частному. Вначале по мелкомасштабным (континентальным) снимкам анализируются общие черты ландшафтно-геоморфологического строения, отражающие основные закономерности региональной тектонической структуры. Дальнейшее дешифрирование по среднемасштабным (региональным и локальным) снимкам морфологических элементов ландшафта и анализ направленности их развития позволяют выявлять и картировать локальные структурные элементы. При этом площадные и линейные элементы анализируются совместно, в неразрывной генетической связи. Результаты дешифрирования фиксируются в виде ландшафтно-индикационных карт или схем.

Выявленные по космическим снимкам структурно-геоморфологические элементы отражают сложную, итоговую картину приповерхностной новейшей тектонической структуры — разрывных и складчатых разнопорядковых деформаций осадочного чехла, которые возникли в результате активного воздействия деформаций фундамента, играющих роль штампов, различных по масштабу и конфигурации [Бронгулеев, Воробьев, 1976].

Изучение нами глубинного строения плиты по данным структурно-геоморфологического анализа космических снимков основывается на представлении о перекрестном структурном плане платформенного чехла плиты, а также об унаследованном характере его новейших деформаций. Определив знак движения зон тех или иных направлений, нетрудно установить, что устойчивые унаследованно развивающиеся структуры, вероятнее всего, должны принадлежать к участкам, лежащим на пересечении зон одного знака. Структуры, расположенные в пределах прочих участков, могут характеризоваться перестройкой основных направлений, возможной абсолютной или относительной сменой знака движений или их относительной интенсивности.

Сопоставление полученных материалов дешифрирования со структурными картами чехла подтвердило, что к участкам пересечения зон положительных знаков относятся наиболее высокие отметки отражающего горизонта, а к пересечению зон отрицательных знаков — наиболее пониженные. Поэтому, стремясь по данным дешифрирования определить наиболее высокоамплитудные участки (своды структур) нижних горизонтов

чехла, мы отдаем предпочтение наиболее выразительным участкам новейших поднятий, принадлежащим к нескольким пересекающимся зонам поднятий. Предложенная ключевая матрица, по-видимому, может быть использована и при построении других рабочих моделей, например модели прогноза погребенной структуры палеозойских комплексов плиты.

Геологическая интерпретация данных, полученных со снимков низкого разрешения, используется для районирования поля локальных структур по их приуроченности к элементам новейшей региональной структуры: сводам поднятий, их склонам и периклиналям, сопряженным впадинам, флексурно-разрывным зонам и т. п.

С точки зрения изученных в настоящее время неотектонических факторов, влияющих на процессы накопления, сохранности и миграции углеводородов [Конторович и др., 1975], названные выше региональные структурные элементы весьма существенно различаются между собой. Вследствие этого принадлежащие к ним локальные структуры могут иметь различные поисковые перспективы. На основе хорошо изученных эталонных участков могут быть сделаны соответствующие прогнозы для малоизученных территорий.

На космических снимках рельеф изученного региона через посредство гидрогеологических факторов предопределяет — ослабляет или усиливает — роль растительности в формировании изображения. Он контролирует границы ее распространения и создает предпосылки для развития тех или иных видов.

При дешифрировании мелко- и среднемасштабных космических снимков установлено, что геологически наиболее информативны снимки зимние или позднеосенние. Это объясняется тем, что снежный покров, сглаживая детали местности, усиливает контрастность изображения границ хвойных высокоствольных лесов, развитых на возвышенностях, и травянисто-низкокустарничковых заболоченных низин с озерно-болотными ландшафтами и тем самым подчеркивает ведущие ландшафтно-геоморфологические элементы.

Контуры светлого фототона отвечают площадям преимущественного развития аккумулятивного рельефа позднеплейстоценового—раннеголоценового возраста, представляющего собой низкий, самый молодой геоморфологический уровень. Участки темного фототона соответствуют аккумулятивно-эрозионному рельефу верхних, более древних геоморфологических уровней ранне-среднеплейстоценового возраста, испытывающих эрозионное расчленение преимущественно со второй половины четвертичного периода. Иначе говоря, фототон служит надежным индикатором направленности современных процессов геологического развития структур плиты: поля темного фототона, отвечающие аккумулятивно-эрозионному рельефу, однозначно указывают на положительные морфоструктуры, т. е. на современные антеклизы, валы, своды, купола и др. Напротив, различные оттенки светлого фототона (с учетом проявления широтной зональности) отвечают низменным аккумулятивным равнинам и соответственно современным структурам с нисходящей направленностью движений — синеклизам, мульдам, прогибам и др.

Среди снимков локального и детального уровней генерализации наиболее информативны летние снимки, на которых опознаются мельчайшие элементы ландшафта. Их высокое разрешение позволяет дешифрировать особенности морфологии долин самых высоких порядков, выделять различные типы озер и болот, картировать растительные ассоциации и их границы. В результате по ним можно проследить особенности динамики современных экзогенных процессов [Кострюков, 1969; Орлов, 1975], анализ которой выявляет структурно-тектонические элементы высоких порядков и, что особенно важно, локальные структуры.

Результаты геологического дешифрирования масштабного ряда космических снимков рассмотрены на примере правобережья Широтной Оби, занимающего центральную часть Западно-Сибирской плиты.

Зимний снимок со спутника «Метеор-25» (рис. 176) наглядно иллюстрирует сложную картину ландшафтно-геоморфологического строения плиты. Обращают на себя внимание неповторимое разнообразие рисунка изображения и резкие контрасты фототона. Последние указывают на относительно высокую дифференцированность рельефа, свидетельствующую об активности неотектонических движений. Особенно контрастно выделяются на снимке долины рек Оби, Енисея, Агана, Ваха, Казыма, отличающиеся почти параллельными очертаниями бортов. Они вписываются в системы протяженных линеаментов, так что последние являются не только их продольными, но и поперечными ограничениями. Столь очевидная тектоническая обусловленность формы долин дала основание рассматривать их как долины-грабены, развитые по крупнейшим тектоническим швам. Грабены Енисея, Нижней, Широтной и Средней Оби являются границами крупнейших тектонических блоков.

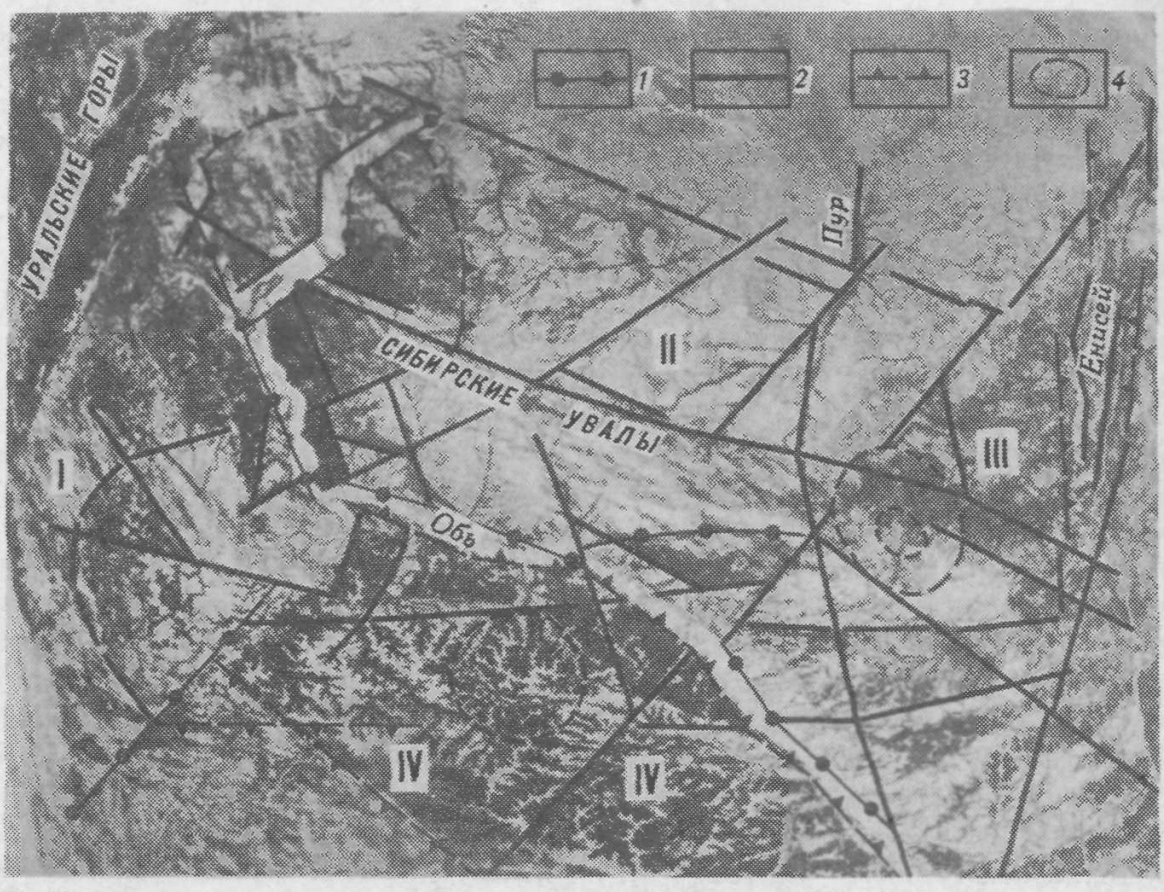


Рис. 176. Мелкомасштабное космическое изображение Западной Сибири, полученное со спутника «Метеор-25» 23 февраля 1977 г., с нанесенными на него основными геолого-структурными элементами. Спектральный диапазон 0,8—1,1 мкм

1 — линеаменты — границы блоков I порядка: I — Приуральский, II — Центральный, III — Приенисейский, IV — Южный; *2* — линеаменты; *3* — структуры центрального типа; *4* — сводовые поднятия (новейшие антеклизы)

Высокая информативность снимков «Метеор» позволяет выделить в пределах общих контуров, намеченных на рис. 176, более детальные линейные, кольцевые и площадные объекты, получившие отражение на Космогеологической карте линейных и кольцевых структур территории СССР [1980]. Приуроченность границ разного фототона к протяженным линеаментам свидетельствует о том, что основные черты структурного плана обусловлены положением крупнейших зон разрывных нарушений. Согласно общепринятой точке зрения о складчато-блоковой структуре земной коры выделенные по снимкам площадные объекты рассматриваются как блоки I и II порядков. Границы блоков с различными уклонами поверхности неизбежно используются как предпочтительные пути линейного стока и нередко совпадают с долинами крупных рек.

В условиях аккумулятивных равнин линеаменты проявляются на земной поверхности как флексурно-трещинные зоны, по которым реализуются изгибы слоев, происходящие без видимых вертикальных и тем более горизонтальных смещений. В нижних горизонтах чехла они преобразуются во флексурно-разрывные зоны, а на уровне фундамента нередко представляют собой разломы значительной вертикальной амплитуды [Космогеологическая..., 1980].

В пределах Западно-Сибирской плиты выделены четыре блока I порядка, которые, в свою очередь, подразделяются на ряд подчиненных блоков, различающихся по фототону и рисунку изображения. Будучи частями крупных блоков, они в то же время подчиняются внутрирегиональному, более детальному тектоническому каркасу — канве более мелких линеаментов преимущественно субширотного и субмеридионального простираний, как правило не выходящих за пределы основных блоков.

Приуральский блок (см. рис. 176, I) ограничен с запада разломом, проявленным в рельефе уступом, служащим восточной границей современного поднятия Урала. Восточная граница блока, по-видимому, отвечает системам разломов, к которым приурочены долины рек Оби (от Салехарда до Ханты-Мансийска), Иртыша и Тобола. Эти ныне тектонически активные разломы являются фрагментами трансрегиональных зон и на отдельных отрезках проявлены в структуре фундамента.

В целом Приуральский блок является поднятым блоком. Разрывы широтного и северо-западного простираний, разбивающие его на ряд второстепенных блоков и определяющие современный структурный план, в глубоких горизонтах чехла проявились как осложняющие. Разрывы северо-восточного простирания играют роль структуроконтро-

лирующих в чехле и фундаменте, а по отношению к современному структурному плану занимают секущее положение.

Центральный блок (см. рис. 176, II) расположен в центральной части плиты севернее широтного течения р. Оби вплоть до Обской губы. Его восточная граница проходит по сложно построенной зоне, параллельной долине р. Таз, северная — условно проводится по зоне северо-западного простирания, которая пересекает п-ов Ямал и Тазовский полуостров и прослеживается вдоль долины р. Таз. Южная граница, по-видимому, совпадает с разломом, трассирующимся вдоль широтного течения р. Оби, который, по геолого-геофизическим данным, проникает до верхних горизонтов мантии. В современной структуре граничные разломы трассируются либо по протяженным долинам, либо по уступообразным границам морфоструктурных элементов.

Центральный блок представляет собой отрицательную структуру, осложненную рядом положительных структурных элементов подчиненных порядков. Новейшие поднятия, как правило, тяготеют к тектоническим зонам субширотного, реже северо-западного простираний. Главной региональной структурой, обусловившей структурные особенности блока, является Сибирско-Увальское валоподобное поднятие, приуроченное к широтной зоне Транссибирского линеамента. К северу от него расположен моноклинальный склон, обращенный к северу и осложненный рядом сводовых поднятий.

С севера на юг блок пересекает трансрегиональная структура субмеридионального простирания — Пурский линеамент. Он отвечает Пурскому грабену, восточнее которого простирание структур фундамента изменяется с северо-восточного на субмеридиональное. В современной структуре Пурский линеамент не играет столь заметной роли.

По геолого-геофизическим данным, рельеф фундамента в пределах Центрального блока весьма неоднороден. Мощность чехла меняется от 9—10 км в глубоких впадинах вдоль зоны Пурского разлома до 3 км на отдельных выступах. При этом отмечается общая тенденция к погружению фундамента непосредственно севернее Транссибирского разлома.

В целом для Центрального блока характерна тенденция к унаследованному погружению, особенно северной его части. Древние структурные направления — северо-восточные и субмеридиональные — проявились в современной структуре как секущие зоны, а современные субширотные направления на уровне структур чехла и фундамента играют роль осложняющих.

Приенисейский блок (см. рис. 176, III) протягивается на север вдоль восточного края плиты до устья Енисея, на юге по системе разломов восток-северо-восточного простирания примыкает к горным сооружениям Кузнецкого Алатау и Саян, а на востоке по системе субмеридиональных разломов граничит с Восточно-Сибирской платформой. На границе Восточно-Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты вдоль долины Енисея выделяется блок II порядка, представляющий собой грабенообразный прогиб, конформный основным тектоническим направлениям прилегающей части блока. В геоморфологическом отношении прогиб представляет собой прадолину р. Енисея. В фундаменте и чехле эта структура не имеет корней, но в то же время наследует генеральное направление древнего структурного плана.

Приенисейский блок характеризуется преобладанием положительных современных структурных форм — крупнейших возвышенностей: Нижнеенисейской, Верхнетазовской и Кетско-Тымской.

Транссибирский разлом делит Приенисейский блок на две части: в северной части современный план подчиняется субмеридиональному и северо-восточному направлениям, в южной — восток-северо-восточному. Разломы этого направления разбивают южную часть блока на ряд восток-северо-восточно ориентированных, различно поднятых блоков подчиненных порядков. Кроме того, эта часть Приенисейского блока имеет региональный уклон на юго-запад, в сторону долины р. Оби, о чем свидетельствует характер ее притоков.

Рельеф фундамента Приенисейского блока очень сложен. На востоке выделяется резко градиентный, погружающийся к западу моноклинальный склон. На остальной части расположены субмеридионально ориентированные, довольно контрастные поднятия и прогибы.

Соотношение современного структурного плана, структур чехла и фундамента блока, так же как и на большей части плиты, сложное и неоднозначное. Для северной половины блока характерна унаследованность современных структур, ориентированных в субмеридиональном направлении. При этом некоторые современные структуры имеют обращенный характер по отношению к структурам фундамента и чехла.

Южнее Транссибирского разлома современные восток-северо-восточно ориентированные поднятия и прогибы имеют наложенный характер по отношению к структурам чехла и фундамента, в то время как северо-западные и субмеридиональные направления, хорошо коррелирующиеся с основными структурными направлениями фундамента, в современной структуре проявляются как секущие зоны.

Южный блок (см. рис 176, IV) имеет субширотную ориентировку и граничит с Приуральским, Центральным и Приенисейским блоками по системам разломов, трассируемых долинами Оби, Иртыша, Тобола. Все эти зоны прослежены, по геофизическим данным, в глубоких горизонтах литосферы [Космогеологическая..., 1980]. Сложное эрозионное расчленение поверхности блока свидетельствует об его относительно высоком стоянии по отношению к соседним блокам.

Разломами широтного и северо-восточного простираний Южный блок разбит на ряд мелких. Зона Пурского линеамента, проходящего по долине р. Васюган, делит его на два блока — западный и восточный. Западный блок отличается большей дробностью горизонтального расчленения.

Разрывные и складчатые структуры фундамента Южного блока имеют северо-западное простирание, секущее по отношению к основным элементам новейшей структуры, и проявлены в виде рассеянных трещинных зон.

Глубинные структуры северо-восточного простирания проявлены на земной поверхности в виде зон параллельных разломов и на отдельных отрезках служат границами блоков II порядка (Пурский грабен) или занимают секущее положение (Аганский грабен). Высокое положение фундамента, по-видимому, предопределило высокое стояние блока на новейшем тектоническом этапе. Однако основные структурные направления и морфология рельефа фундамента практически не наследуются современной структурой. Она характеризуется развитием ортогональной сети разрывов.

Кольцевые структуры Западно-Сибирской плиты по космическим снимкам «Метеор» дешифрируются как округлые, овальные участки аномального фотоизображения, обусловленные дуговыми элементами орогидрографии или дуговыми и кольцевыми полосами растительности. Эти структуры обладают достаточной масштабностью на местности и неразрывно связаны с региональными морфоструктурными элементами. Кольцевые структуры, выделяющиеся темным фототоном, отвечают, как правило, положительным морфоструктурам, расположенным в пределах возвышенностей Северо-Сосьвинской, Сибирско-Увальской, Васюганской, Ишимской и других, и составляют более половины всех выделенных. В низменных районах, отличающихся преобладанием светлого фототона, кольцевые структуры, исходя из ландшафтно-геоморфологических признаков, также являются положительными морфоструктурами, но менее амплитудными.

Кольцевых структур, представленных отрицательными формами рельефа, очень мало: одна — в пределах Кондинской низменности в устье Иртыша, другая — в верховье р. Пур.

Большинство структур характеризуется центральной симметрией, у наиболее контрастных удается выявить особенности внутреннего строения — внутренние концентры.

Отдешифрированные кольцевые структуры по размерам могут быть подразделены на три группы: с диаметром 300—250 км и более, 250—100 км и 100—50 км и менее.

В распределении кольцевых структур отмечается некоторая связь с крупнейшими линеаментами. Например, к широтному Транссибирскому линеаменту приурочен целый ряд разнопорядковых кольцевых структур [Космогеологическая..., 1980] Особенно сложные соотношения кольцевых структур разных диаметров отмечены в участках пересечения зон крупнейших линеаментов, например в центре изученного района. Большинство кольцевых структур выступают как морфоструктуры высоких порядков — современные купола, своды в пределах обширных антеклиз.

Геологическая информативность снимков регионального уровня генерализации раскрывается на примере сканерных снимков среднего разрешения («Метеор-29») территории правобережья Широтной Оби. Эта площадь в структурном отношении принадлежит к Центральному и Приенисейскому блокам (рис. 177). Протяженные линеаменты распадаются на ряд составляющих. Среди площадных элементов по характеру изображения выделено несколько условных разновидностей, соответствующих основным морфологическим элементам ландшафта (см. рис. 176).

Морфографический анализ очертаний основных и боковых водоразделов, главных и второстепенных долин по их изображениям на космических снимках позволяет наметить в пределах Центрального блока целый ряд протяженных возвышенностей — поднятий и разделяющих их долин — прогибов. Наиболее выразительной, прослеживающейся

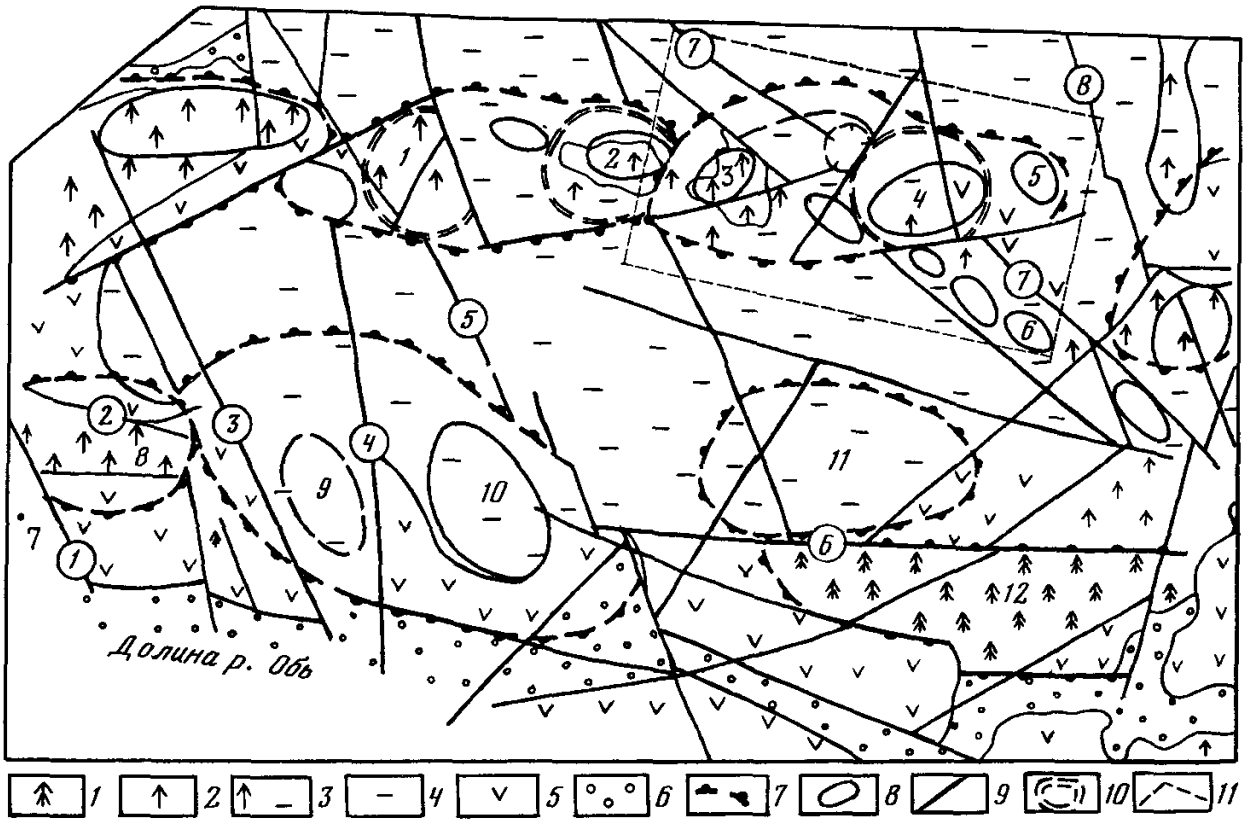


Рис. 177. Новейшая структура правобережья Оби по данным структурно-геоморфологического анализа зимних космических снимков среднего разрешения

Ландшафтно-геоморфологические элементы. *1—3* — полигенетические поверхности выравнивания древнего геоморфологического уровня рельефа· *1* — расчлененные, хорошо дренированные возвышенности среднетаежной зоны, *2* — всхолмленные, слабо залесенные возвышенности таежной зоны, *3* — заболоченные, слабо дренированные возвышенности междуречий северотаежной зоны, *4, 5* — полигенетические поверхности выравнивания молодого геоморфологического уровня рельефа *4* — низинные озерно-болотные равнины бассейнов основных рек, *5* — то же, с эрозионным расчленением, *6* — современные (голоценовые) долины рек Структурно-геоморфологические (морфоструктурные) элементы *7* — обобщенные контуры субрегиональных поднятий и сопряженных понижений, *8* — своды новейших поднятий Сибирско-Увальской зоны: 1 — Перевального, 2 — Саймлорского, 3 — Пограничного, 4 — Вэнгапурского, 5 — Яраинерского, 6 — Тагринского; Правобережной зоны. 7 — Белогорского, 8 — Итьяхского, 9 — Лямпинского, 10 — Сургутского, 11 — Ватьеган-Ампутинского, 12 — Черногорского, *9* — линеаменты и разломы (цифры в кружках) 1 — Белогорский, 2 — Итьяхский, 3 — Ляминский, 4 — Пимский, 5 — Тромъеганский, 6 — Аганский, 7 — Тагринский, 8 — Пурский, *10* — кольцевые структуры, *11* — границы рис 178

с запада на восток через всю территорию плиты является субширотная зона поднятий Сибирских Увалов, приуроченная к зоне Транссибирского линеамента. На западе, в пределах Приуральского блока, ей принадлежит субширотный северный водораздел — поднятие Белогорский материк, а на востоке, в пределах Приенисейского блока, — Верхнетазовская возвышенность. Севернее зоны Сибирских Увалов в пределах изученной площади выделяются еще две субширотные зоны поднятий, соответствующие боковым водоразделам притоков основных долин.

Южнее по правобережью р. Оби намечается протяженная субширотная Правобережная зона поднятий. Она охватывает обширные плоские водоразделы низовьев основных правых притоков Оби и Агана и отделена от Сибирских Увалов пологим понижением — Южно-Увальской зоной прогибов, которой соответствует полоса мелкоречья — субмеридионально ориентированных источников этих рек. Северным ограничением Правобережной зоны поднятий является протяженный субширотный линеамент, который вписывается в коленообразные изгибы мелких водотоков, сливающихся перед зоной поднятий в единые долины (см. рис. 177), южным ограничением — система прерывистых субширотных линеаментов, проходящих вдоль долин Оби и Ваха.

Субмеридиональные долины Енисея, Таза, Пура, Надыма позднеплейстоценового — голоценового возраста интерпретируются как зоны прогибов, оконтуренные по границам осветленного фототона. Они прослеживаются на юг вплоть до Широтной Оби. Надымской, Пурской и Тазовской зонам прогибов соответствуют основные понижения (отрицательные ундуляции) зоны поднятий Сибирских Увалов, разделяющие их на самостоятельные изолированные звенья — кулисосопряженные поднятия. Водоразделы упомянутых рек интерпретируются как субмеридиональные зоны поднятий. На юге рассматриваемой территории им принадлежат наиболее возвышенные участки Сибирских Увалов, Сургутского и Вахского полесий.

Пересечения названных зон намечают ортогональную решетку, в которой наиболее возвышенные участки водоразделов приурочены к зонам поднятий или их пересечениям,

а наиболее пониженные — к пересечению зон прогибов. В новейшей тектонической структуре (см. рис. 177) ортогональная решетка осложнена проявлением диагональных элементов — линейных и площадных. Они проявляются в форме флексурно-разрывных зон, ограничивающих ортогональные элементы, и влияют на ориентировку локальных структур чехла. Конкретные примеры современного проявления структурных форм различных простираний в современной структуре поверхности фундамента и осадочного чехла показаны ниже, при описании особенностей региональной структуры правобережья Широтной Оби.

Сопоставление полученной морфоструктурной схемы со структурой отражающего горизонта «Б» (баженовская свита верхней юры) показывает, что Сибирско-Увальская зона поднятий субширотного простирания на фоне общего регионального уклона поверхности к северу объединяет ряд локальных поднятий горизонта «Б». К северу и югу от зоны поднятий располагается полоса понижений, причем минимальные из них характеризуют участки пересечения субширотных зон прогибов Северо-Увальской и Южно-Увальской с секущими линеаментами — Ляминским, Пимским, Тромъеганским, Пурским. Южно-Увальская субширотная зона прогибов — полоса «мелкоречья» — представляет собой флексурную, унаследованно развивающуюся зону. По горизонту «Б» относительно опущено северное крыло зоны; по кровле верхнего эоцена, напротив, опущено южное крыло.

Подобно Сибирско-Увальской, Правобережная зона поднятий подчиняет себе ряд крупных сводовых поднятий горизонта «Б»: Красноленинское, Сургутское, Вартовское, Александровское. Они отделены друг от друга понижениями, соответствующими зонам секущих линеаментов: Ляминского, Тромъеганского, Аганского, Пурского При этом минимальные отметки днищ впадин принадлежат субширотной зоне прогибов, совпадающей с широтными отрезками долин Оби и Ваха (Обь-Вахская зона). В ландшафте к этим впадинам приурочены сдвоенные (смежные) устья или приустьевые участки долин крупнейших притоков Оби — Лямина и Пима, Тромъегана и Агана, Большого и Малого Югана.

Отмеченные совпадения глубинных и приповерхностных структурных элементов позволяют сделать заключение, что по региональным космическим снимкам могут быть выявлены основные черты глубинной региональной структуры осадочного чехла. Использование приемов структурно-геоморфологического анализа космических снимков позволяет также установить более детальные морфологические черты выделенных объектов.

Рассмотрим для примера особенности морфологии двух зон поднятий — Сибирско-Увальской и Правобережной (см. рис. 177). Сибирско-Увальская зона в пределах среднего звена, заключенного между Надым-Ляминской и Пурской зонами субмеридиональных понижений, состоит из трех кулисосопряженных поднятий овальной формы, ограниченных и осложненных линеаментами. В общей сложномозаичной структуре горизонта «Б» упомянутые кулисные поднятия объединяют в линейно ориентированные звенья группы локальных структур, названия которых использованы для наименования новейших поднятий. Например, контур выделенной по дешифрированию Перевально-Саймлорской субширотной кулисы включает две главные группы поднятий: западную — Перевальную и восточную — Саймлорскую, разделенные пологим понижением Вторая субширотная кулиса объединяет три группы локальных структур: Пограничную, Вэнгапурскую и Яраинерскую. Третья кулиса Сибирско-Увальской зоны, отличающаяся северо-западной ориентировкой, образована эшелонированным рядом новейших поднятий, включающих Тагринскую локальную структуру горизонта «Б». Эта группа локальных поднятий тесно связана с одноименным линеаментом, соответствующим флексурно-разрывной зоне, которая прослеживается в обе стороны далеко за пределы Сибирских Увалов и контролирует ряд высокоамплитудных структур горизонта «Б», таких как Вэнгапурская, Тагринская, Северо-Секторская, Кытых-Яганская, Сабунская и др.

Подобно Сибирско-Увальской зоне поднятий, Правобережная зона состоит (в рамках рис. 177) из трех частей: западной, примыкающей к Белогорскому материку, средней — низменной Сургутской и восточной — возвышенной Аганской, относящейся к Приенисейскому блоку. Несмотря на существенное различие изображения на космических снимках (см. рис. 176), единый структурный каркас зоны подчеркивают контрастные субширотные линеаменты, которые ограничивают Итъяхское и Черногорское блоковые поднятия. Зона Итъяхского линеамента продолжается на восток и контролирует расположение ряда локальных поднятий горизонта «Б»: Декабрьского, Верхнеляминского, Айпимского, Иглорского и др.

Западное звено Правобережной зоны поднятий представлено Белогорским материком — сложным неотектоническим поднятием (мегантиклиналью) В нем выделяются собственно Белогорское горстообразное линейное поднятие, ограниченное одноименными линеаментами северо-западного простирания, и второе — Итъяхское поднятие субширотного простирания, свод которого, по-видимому, соответствует широтному горсту, обозначенному темным фототоном.

Среднее, Сургутское звено отделено от западного зоной Ляминского северо-западного линеамента и одновременно зоной субмеридионального Надым-Ляминского понижения, а от восточного звена — зоной Тромъеганского линеамента. Сургутское поднятие выражено на местности и на снимке плоским водоразделом с центробежным рисунком гидросети. Его свод асимметричен, северо-восточное крыло, прилегающее к Тромъеганскому линеаменту, более крутое, южное — пологое Сургутское поднятие, одинаково выразительно представленное по горизонту «Б» и в новейшей структуре, является унаследованно развивающимся . В отличие от него Ляминское новейшее поднятие, имеющее сходное с ним проявление в ландшафте, по горизонту «Б» соответствует группе локальных поднятий, расположенных в пределах обширного Ляминского понижения, и на этом основании может рассматриваться как инверсионное. Оно представляет собой, по-видимому, периклиналь Сургутского поднятия в пределах субширотной зоны. Его крыло, прилегающее к Сургутскому поднятию, более крутое.

Восточное звено Правобережной зоны, заключенное между Тромъеганским и Пурским линеаментами, отличается сложным дифференцированным структурным планом. Главный его элемент — Черногорское поднятие. Его контур, обозначенный темным фототоном расчлененной возвышенности, контролируется системой субширотных и северо-восточных линеаментов. Последние относятся к протяженной активной зоне диагональных поднятий, осложняющей ортогональный план и контролирующей также простирание Александровского свода. По горизонту «Б» Черногорское поднятие отвечает южному крылу Нижневартовского свода.

Севернее, в пределах светлого фототона озерно-болотной равнины, по данным структурно-морфологического анализа выделено Тромъеган-Ампутинское поднятие, отделенное от Черногорского зоной Аганского линеамента. По горизонту «Б» эти структуры соответствуют северному крылу Нижневартовского свода (Ватьеганское поднятие). В новейшей структуре они принадлежат к разным блокам общей субширотной зоны, разделенным Аганской флексурной зоной с относительно опущенным северным крылом.

Методические приемы и полученные результаты дешифрирования космических снимков локального уровня генерализации рассмотрены на примере нескольких участков правобережья Широтной Оби. Участок Вэнгапурского поднятия (рис. 178) выбран в целях изучения роли новейших тектонических деформаций унаследованного и новообразованного (наложенного, автономного) характера, наиболее определенно проявившихся в зоне Сибирских Увалов. На региональных космических снимках сводовая часть Погранично-Вэнгапурской кулисы, оконтуренная по темному фототону, охватывает наиболее возвышенные участки Сибирских Увалов и вытягивается в субширотном направлении. Анализ особенностей ландшафтно-геоморфологического строения этой территории по локальным снимкам раскрывает детали ее тектонического строения. В частности, линеаменты северо-восточного и северо-западного простираний образуют здесь ромбическую решетку, канве которой подчинены границы ландшафтных комплексов и их элементов, характеризующихся различным фотоизображением. Линеамент северо-восточного простирания ограничивает и разделяет Погранично-Вэнгапурскую кулису на два самостоятельных сводовых поднятия, ориентированных в том же направлении и ограниченных по простиранию субширотными линеаментами. При этом субширотному своду кулисы, отдешифрированному по региональным космическим снимкам, отвечают только юго-западные фланги упомянутых поднятий. Оба поднятия отчетливо выражены темным фототоном с радиальным рисунком речной сети. Их склоны маркированы светлой каймой озерно-болотных ланшафтов.

Свод западного поднятия состоит, в свою очередь, из двух кулисосопряженных куполов — северного и южного, разделенных линеаментами северо-западного и субширотного простираний и вытянутых в северо-восточном направлении. Их своды дешифрируются по светлому фототону локально развитых озерно-болотных ландшафтов.

Сопоставление выделенных по космическим снимкам структурных элементов со структурной картой горизонта «Б» масштаба 1 : 500 000 и 1 : 200 000 показало, что северо-восточный линеамент, разделяющий западное и восточное поднятия, отвечает границе Пурского грабена, северный купол западного поднятия — Ноябрьской группе поднятий,

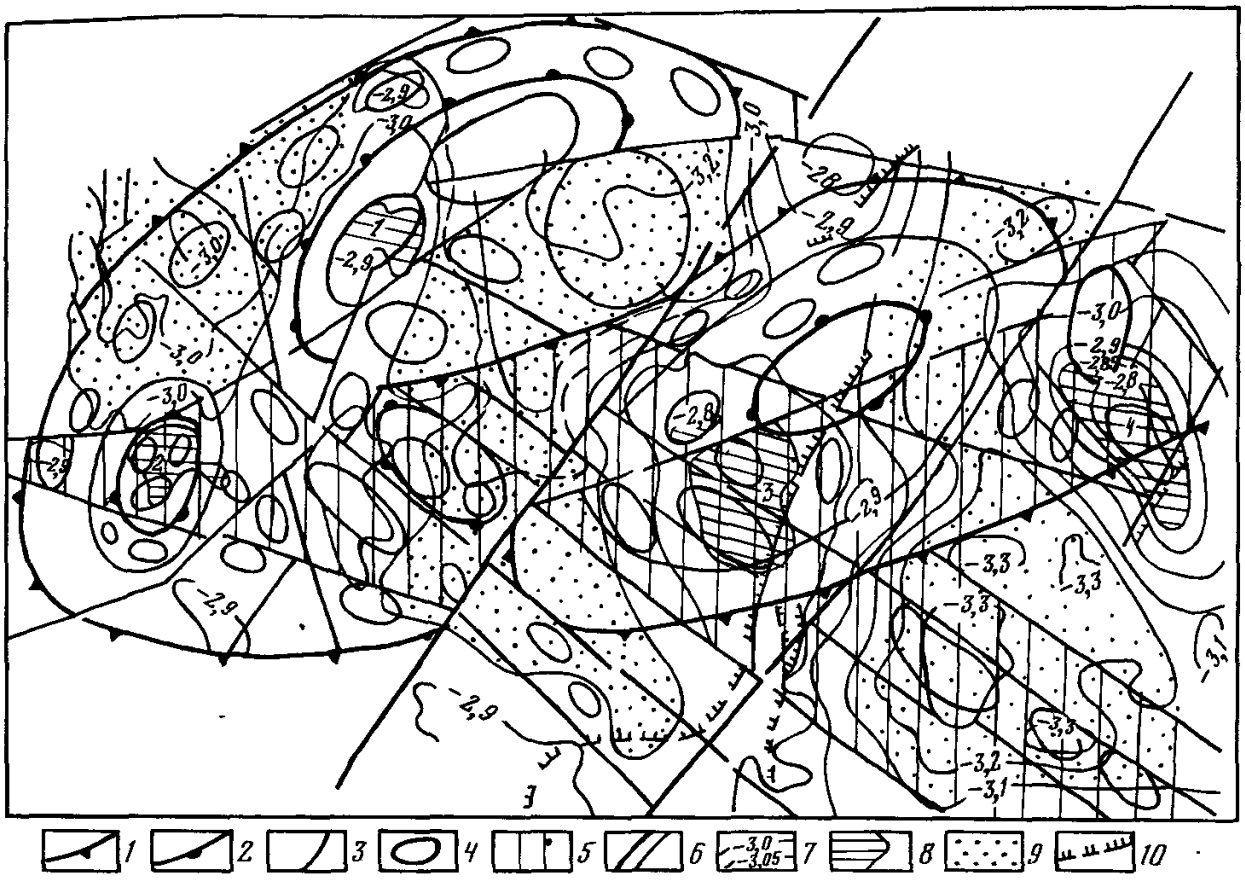


Рис 178. Сопоставление схемы новейшего структурного плана территории восточной части Сибирских Увалов со структурной картой по юрскому отражающему горизонту «Б» Погранично-Вэнгапурской группы поднятий

Элементы дешифрирования космических снимков· *1* — обобщенные контуры новейших поднятий, *2* — своды новейших поднятий; *3* — границы ступеней и склонов поднятий, выраженные тектоизогипсами, *4* — локальные поднятия в различных структурных обстановках, *5* — неотектонические активные зоны, *6* — линеаменты, отвечающие разломам краевого и секущего типов Элементы структурной карты: *7* — изогипсы отражающего горизонта «Б» (в км); *8* — своды локальных поднятий; *9* — обобщенный контур днищ впадин, *10* — разрывные нарушения Структуры 1 — Ноябрьская, 2 — Южно-Островная, 3 — Вэнгапурская, 4 — Яраинерская

южный — объединяет структуры Островную и Отдельную. Столь очевидное совпадение приповерхностных и глубинных структур, по-видимому, свидетельствует об унаследованном характере развития.

Восточное поднятие Пограничко-Вэнгапурской кулисы соответствует Вэнгапурской и Яраинерской высокоамплитудным структурам горизонта «Б». Оно имеет один свод, совпадающий с Вэнгапурской группой структур. Яраинерская структура принадлежит к северо-восточной периклинали новейшего поднятия и отделена от Вэнгапурской линеаментом северо-восточного простирания.

Заслуживают также внимания линеаменты северо-западного простирания, являющиеся на отдельных участках структуроконтролирующими. Например, к зоне Тагринского линеамента, пересекающего Пограничко-Вэнгапурскую кулису, тяготеет эшелонированный ряд новейших высокоамплитудных, унаследованно развивающихся и инверсионных локальных поднятий.

Таким образом, по результатам дешифрирования локальных снимков Пограничко-Вэнгапурской кулисы установлен сложный перекрестный план ее новейшей структуры, отраженный в ландшафте. Сопоставление данных дешифрирования новейшей структуры со структурной картой горизонта «Б» показывает, что выявленные линеаменты закономерно вписываются в структуру последнего. Субмеридиональные прогибы этого горизонта в полосе субширотной зоны Сибирских Увалов резко сужаются или выклиниваются, что характеризует ее как относительное поднятие. Наиболее амплитудные локальные структуры горизонта «Б» являются унаследованно развивающимися и находят непосредственное отражение в ландшафте. Большинство из них относится к узлам пересечения зон поднятий различных простираний.

Основная задача дешифрирования детальных космических снимков сводится к изучению специфики экзогенных процессов линейного и плоскостного смыва по состоянию и динамике развития различных элементов ландшафта [Орлов, 1975]. Этот прием позволяет в пределах внешне однообразного ланшафта по особенностям морфологии его элементов выделять участки относительных поднятий или понижений. Наиболее информативными для выявления локальных поднятий для данного района являются речная

сеть, озера, болота и растительность. Развитие каждого из этих компонентов находится в неразрывной связи. Вопросы индикации локальных структур в различных районах Западно-Сибирской плиты отражены в ряде работ [Кострюков, 1969; Орлов, 1975; Основы..., 1978]. Применение детальных космических снимков открывает новые возможности для широкого использования приемов структурно-геоморфологического анализа при поиске локальных структур в Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.

Новая геологическая информация о приповерхностной структуре и глубинном строении, полученная в результате дешифрирования космических снимков, может быть использована для дальнейшего рационального поиска локальных структур и оценки перспектив их нефтегазоносности.

Оконтуренные по результатам дешифрирования основные структурные элементы — неотектонические поднятия, их своды и склоны, впадины, протяженные флексурно-разрывные зоны — позволяют наметить наиболее перспективные участки для постановки детальных исследований.

Структуры газонефтеносных районов

При дешифрировании космических снимков Западно-Сибирской плиты выделяются фоновые и аномальные элементы изображения, которые могут иметь площадное или линейное проявление. Особое место занимают так называемые кольцевые структуры. Ранее был разработан и опробован ряд методических приемов, повышающих объективность геологического истолкования данных дешифрирования с привлечением геофизической информации [Боровский и др., 1980]. Анализу глубинного строения Западно-Сибирской газонефтеносной провинции с применением космических снимков посвящено много других работ [Соловьева и др., 1976; Космогеологическая..., 1980; Яншин, Затькова, 1980].

С учетом результатов ГСЗ составлена космогеологическая структурная схема Западно-Сибирской газонефтеносной провинции (рис. 179, 180).

На космических снимках Западной Сибири по общему характеру изображения дешифрируются две области. Внешняя область отличается от внутренней [Геологическое..., 1971; Конторович и др., 1975] более светлым фототоном и в разной степени полосчатым рисунком. В пределах указанных областей по характеру фототона и фоторисунка выделяются крупные блоки. Всего отдешифрировано 13 блоков, имеющих в плане форму многоугольников. В пределах внешней области выделено семь блоков: Приуральский (I) и Вахский (II) — нейтральные Полярно-Уральский (III), Кокчетавский (IV), Салаирский (V) и Приенисейский (VI) — относительно приподнятые, Южно-Иртышский (VII) — предположительно опущенный. Внутреннюю часть плиты слагают следующие блоки: Полуйский (VIII), Тазовский (IX), Березово-Шаимский (X) и Тобольский (XI) — нейтральные, Сургутский (XII) — относительно приподнятый, Ямало-Гыдано-Надымский (XIII) — опущенный. Все блоки ограничены прямолинейными элементами, которые являются, как установлено при сопоставлении результатов дешифрирования с материалами геолого-геофизических исследований, глубинными разломами. Для выяснения степени нарушенности блоков был выполнен статистический анализ густоты трещиноватости (протяженность прямолинейных элементов, приходящихся на единицу площади). Установлено, что плотность трещиноватости для внешней области в 1,5 раза выше, чем для центральной (см. рис. 180). Густота трещиноватости может рассматриваться как критерий напряжений, возникших в земной коре и проявляющихся в блоковой структуре регионов [Гольбрайх и др., 1965]. Анализ густоты трещиноватости и розы-диаграммы простираний и протяженности отдешифрированных линейных элементов (разрывных нарушений) наглядно показывают отличие блоков по указанным параметрам (см. рис. 181).

Выявленные на космических снимках тектонические нарушения имеют различную протяженность. Сопоставление с характером аномальных геофизических полей, а также с данными ГСЗ показывает, что наиболее протяженные нарушения являются и наиболее глубинными.

По глубине проникновения разломы подразделяются на сквозькоровые (мантийные), внутрикоровые (внутри базальтового или гранитно-метаморфического слоя консолидированной коры), разломы в фундаменте и осадочном чехле (см. рис. 180). Первые из них как правило, ограничивают блоки Западно-Сибирской плиты, что позволяет рассматривать последние как геоблоки с различной структурно-вещественной характеристикой.

Среди линейно вытянутых площадных объектов привлекает внимание широтная зона,

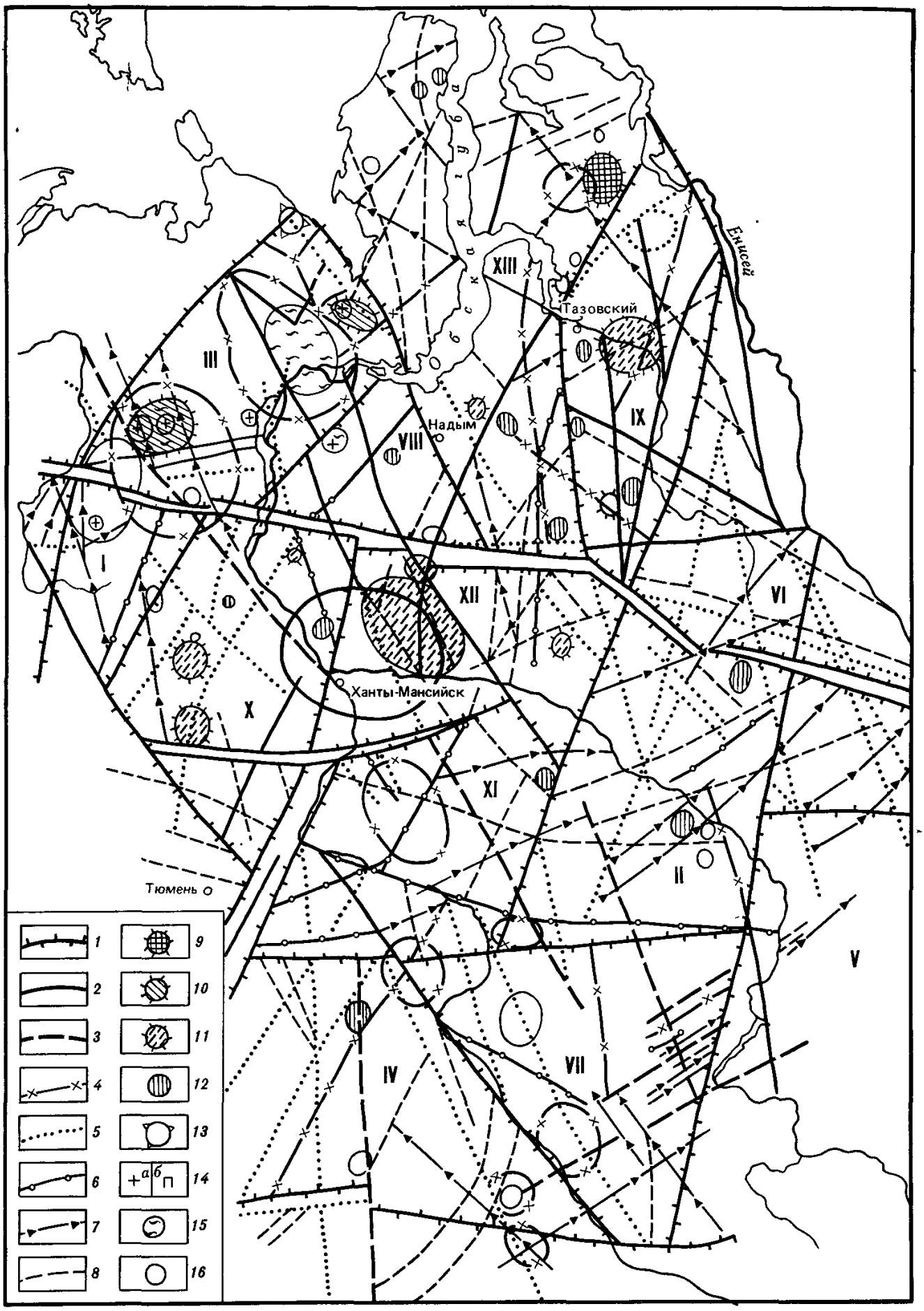


Рис. 179. Космогеологическая структурная схема Западно-Сибирской газонефтеносной провинции

1—5 — глубинные разломы (по геофизическим данным), проникающие в различные горизонты литосферы: *1, 2* — в нижние (*1* — ограничивают геоблоки, *2* — отражаются в верхней мантии), *3* — в средние («базальтовый» слой), *4* — в верхние («гранитный» слой), *5* — в фундамент, *6, 7* — разломы осадочного чехла, подтверждаемые: *6* — геофизическими методами, *7* — геоморфологическими данными, *8* — линейные элементы с невыясненной геологической природой (предполагаемые разломы с неустановленной глубиной проникновения); *9—12* — кольцевые структуры, проявившиеся в различных горизонтах литосферы. *9* — в нижних (верхняя мантия), *10* — в верхних («гранитный» слой), *11* — в фундаменте, *12* — в осадочном чехле, *13* — Карская астроблема; *14, 15* —прочие кольцевые структуры: *14* — магматогенные, связанные с интрузиями: *а* — гранитоидов, *б* — гипербазитов, *15* — гранитно-гнейсовые купола, *16* — кольцевые космографические элементы с невыясненной геологической природой и глубиной проникновения Геоблоки: I — Приуральский, II — Вахский, III — Полярно-Уральский, IV — Кокчетавский, V — Салаирский, VI — Приенисейский, VII — Южно-Иртышский, VIII — Полуйский, IX — Тазовский, X — Березово-Шаимский, XI — Тобольский, XII — Сургутский, XIII — Ямало-Гыдано-Надымский

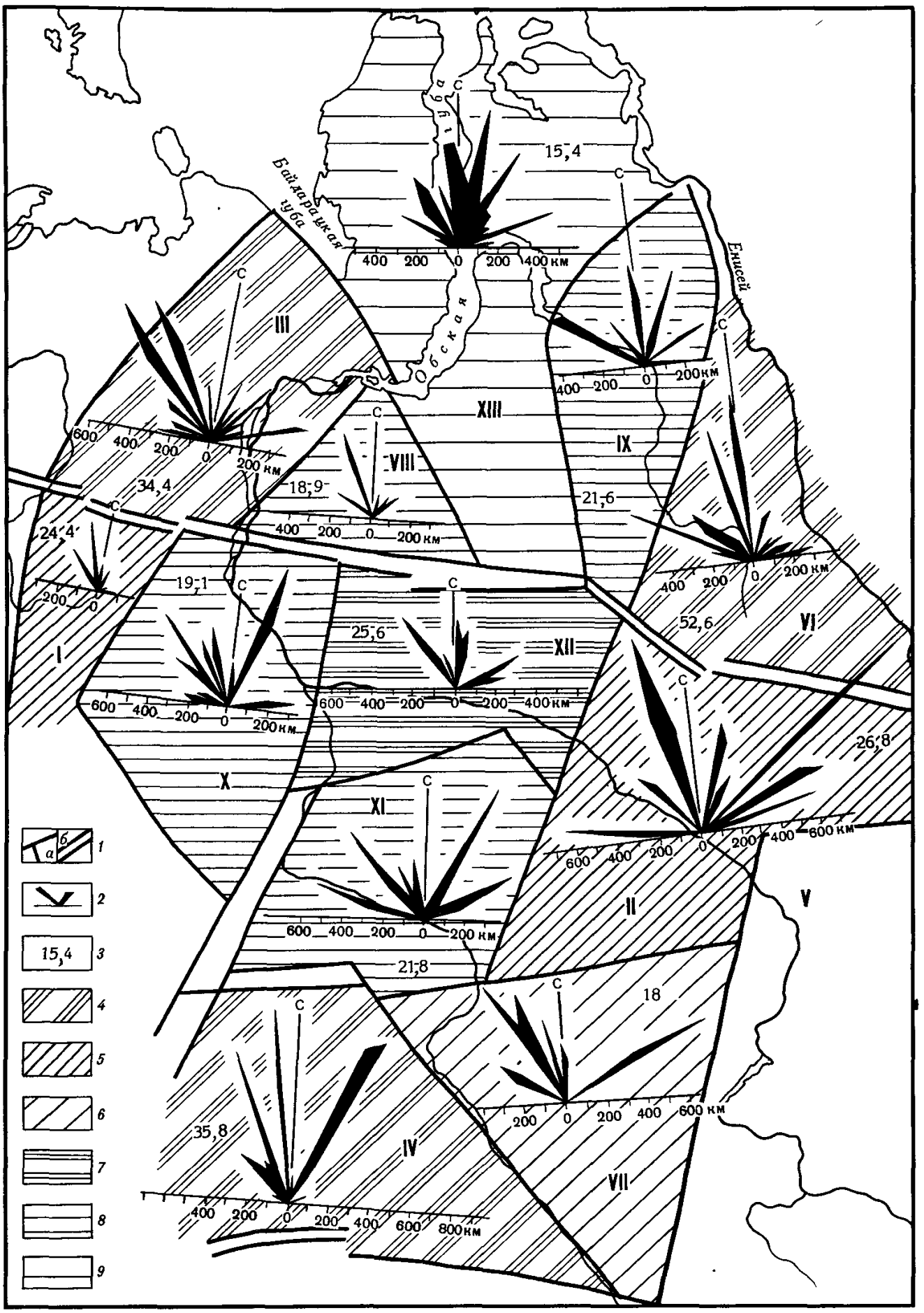


Рис. 180 Схема расположения геоблоков, отдешифрированных на космических изображениях Западной Сибири

1 — ограничения геоблоков. *а* — линейные элементы, *б* — линейные зоны; *2* — диаграммы простираний и протяженности отдешифрированных прямолинейных элементов; *3* — густота трещиноватости ($n \cdot 10^{-3}$ км/км^2), *4—6* — геоблоки внешней области Западно-Сибирской равнины предположительно *4* приподнятые, *5* — нейтральные, *6* — опущенные, *7—9* — геоблоки внутренней области Западно-Сибирской равнины предположительно. *7* — приподнятые, *8* — нейтральные, *9* — опущенные

пересекающая всю Западную Сибирь и Урал (Транссибирский линеамент В. И. Драгунова) Большая ее часть совпадает с водоразделом Сибирских Увалов. Эта зона интерпретируется как отражение на земной поверхности региональной Сосьвинско-Вэнгапурской зоны глубинных разломов. О глубинной природе данной зоны свидетельствуют результаты интерпретации физических полей и материалов ГСЗ [Боровский и др., 1980].

Сосьвинско-Вэнгапурская зона разломов разделяет плиту на две части: севернее зоны продуктивные толщи мезозойских отложений «специализированы» на газ и газоконденсат, южнее — на нефть.

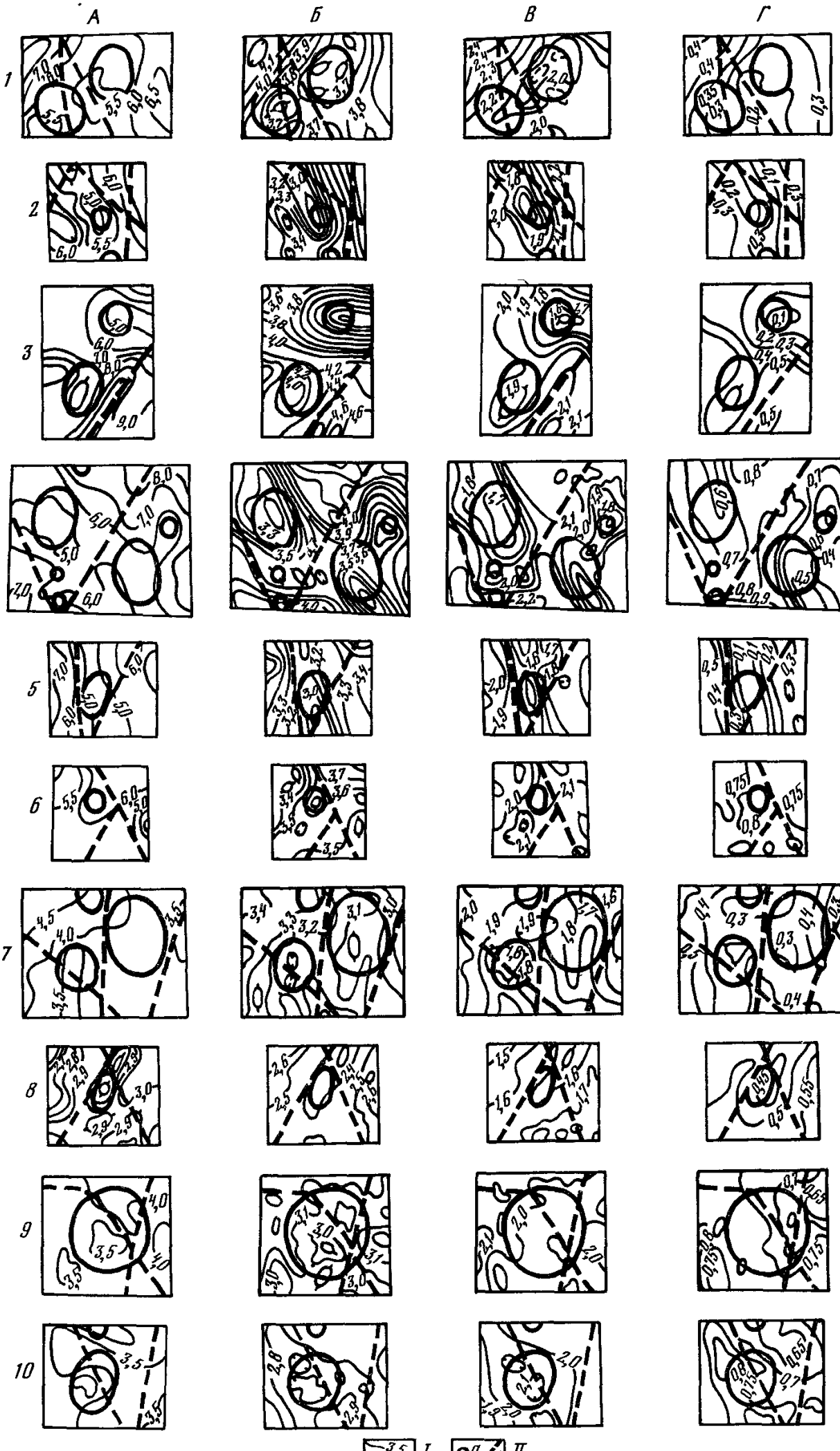
Существенно новыми структурными элементами Западно-Сибирской плиты, дешифрируемыми по космическим снимкам, являются кольцевые объекты. На мелкомасштабных снимках Западно-Сибирской плиты и ее северо-западного складчатого обрамления выделено 207 таких кольцевых структур, большая часть из которых имеет диаметр 25—100 км, лишь у девяти диаметр превышает 100 км. Их распределение неравномерное. Границей изменения количества и размеров кольцевых структур является Сосьвинско-Вэнгапурская зона глубинных разломов: 134 кольцевые структуры расположены севернее этой зоны, 73 — южнее. Не менее четко различается распределение кольцевых структур и по размерам: в северной части плиты преобладают структуры, имеющие диаметр до 50 км, а в южной — более 50 км.

Результаты дешифрирования сопоставлены с различными геолого-геофизическими картами (рис. 181). Прямое плановое сопоставление кольцевых структур с указанными материалами не позволило достоверно решить вопрос об их геологической природе и вызвало необходимость разработки новых методических приемов комплексного анализа космической информации и геолого-геофизических материалов [Боровский и др., 1980]. В результате удалось классифицировать многие кольцевые структуры по глубине залегания аномалиеобразующих масс и высказать предположение об их геологической природе. Установлено, что образование кольцевых структур вызвано структурно-литологическими неоднородностями осадочного чехла, фундамента и нижней части коры (см. рис. 179). Дешифрируемые в Приуралье крупные кольцевые структуры являются поверхностным отображением кольцевых разломов. Полярно-Уральский, Приполярно-Уральский и Северо-Уральский линейные кольцевые элементы являются глубинными ограничениями древних гранито-гнейсовых куполов. Для выяснения природы крупной, диаметром 300 км, Ханты-Мансийской кольцевой структуры были сопоставлены результаты дешифрирования с данными бурения, петрофизическими свойствами пород, тепловым потоком и результатами сейсмических исследований КМПВ и ГСЗ. На основании сопоставления Ханты-Мансийская кольцевая структура интерпретируется как участок древнего, возможно эпикарельского срединного массива, не претерпевшего существенной переработки в палеозойское время. Ханты-Мансийское «кольцо» требует тщательного изучения, так как участки срединных массивов сопровождаются формированием осадочных формаций, в том числе и рифогенных известняков, благоприятных для скопления углеводородов. Судя по пересчетам геофизических полей, глубина залегания палеозойских пород составляет первые километры, и фундамент здесь вполне доступен для бурения. Интерес к изучению этой крупной кольцевой структуры повышается в связи с приуроченностью к ее периферии продуктивных структур Шаимского, Сургутского и Салымского нефтегазоносных районов.

По результатам дешифрирования среднемасштабных космических снимков построены космогеологические карты для ряда районов Широтного Приобья (Салымского, Шаимского, включая Красноленинский свод, Аган-Вахского и др.). Геологическое дешифрирование многозональных среднемасштабных снимков, полученных с различных искусственных спутников Земли и в разное время года, позволило получить дополнительную информацию о геологическом строении этой территории [Боровский и др., 1980]. На среднемасштабных снимках разрывные нарушения выделяются по четким прямолинейным тонким полоскам и линиям аномальной (темной или, реже, светлой) окраски, большей частью подчеркивающимся линейными элементами эрозионной сети. Они обычно имеют стабильную ширину, однородность изображения на всем своем протяжении и пересекают различные «фотополя». Линеаменты, дешифрируемые на среднемасштабных снимках, почти полностью совпали с разрывными нарушениями, выявленными в фундаменте и осадочном чехле по результатам геологоразведочных работ. Многие мелкие дизъюнктивы Салымского поднятия, видимые только на среднемасштабных снимках и радиально рас-

Рис. 181. Сопоставление линейных и круговых космографических элементов со структурными картами различных горизонтов Западно-Сибирской газонефтеносной провинции

Фрагменты структурных карт: А — поверхность фундамента, Б — кровля заводоуковской серии (J_2); В — кровля алымской свиты (K_1), Г — кровля ганькинской свиты (K_2); I — изогипсы (в км); II — космографические элементы: *а* — кольцевые, *б* — линейные, локальные структуры: 1 — Северо-Тамбейская, 2 — Арктическая, 3 — Западно-Мессояхская и Находкинская, 4 — Медвежья, Юбилейная, Ямсовейская, 5 — Русско-Часельская, 6 — без названия, 7 — Южно-Харампурская, 8 — Мозямский вал, 9 — Тромъеганская, 10 — без названия


А
Б
В
Г
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
I
II

положенные в его сводовой части, являются малоамплитудными разрывами, осложняющими верхние горизонты осадочного чехла.

Кольцевые структуры, отдешифрированные на среднемасштабных космических снимках междуречья Большого и Малого Салыма, совпадают с «кольцом», выявленным и на мелкомасштабных снимках. При сопоставлении результатов дешифрирования со структурными картами оказалось, что эти «кольца» отвечают Лемпинскому поднятию, вмещающему Салымское месторождение. Можно допустить, что видимая на снимках кольцевая структура является поверхностным отображением блока фундамента, к которому приурочен гранитный массив, вскрытый бурением на глубине 3200 м.

Многие кольцевые структуры, выделенные на снимках, сделанных со спутников серии «Метеор», совпадают с положительными структурами фундамента. Так, «кольца», установленные в западной части района, оказались приуроченными к Верхнешаимской и Среднешаимской структурам. Сложно построенная кольцевая структура в юго-восточной части рассматриваемой территории совпала с Каринской структурой. Кольцевые структуры, отдешифрированные на космических снимках Салымского района, в большинстве случаев оказались отражением структур осадочного чехла, выделенных по кровле отражающего горизонта «Б» сейсморазведочными работами.

О возможной связи кольцевых структур с локальными поднятиями верхней части осадочного чехла Западно-Сибирской плиты свидетельствуют также результаты сопоставления геолого-геофизических данных и дешифрирования космических снимков Аган-Вахского района, где отмечается плановое совпадение отдешифрированных «колец» с выявленными локальными поднятиями (Северо-Вэнгапурским, Северо-Островным, Средневэнгапурским, Новомолодежным и др.).

Среднемасштабные космические снимки в отличие от мелкомасштабных несут информацию о строении мезозойско-кайнозойских образований чехла плиты; поэтому ее следует учитывать при проведении геолого-геофизических нефтегазопоисковых работ.

Сургутский свод

Поиски структурных элементов на территории Западно-Сибирской плиты по космическим снимкам важны и актуальны. Продуктивные горизонты, выявленные в меловых и юрских отложениях, а также в доюрских корах выветривания, контролируются структурами фундамента, обнаружение которых затруднено природными условиями и значительным погружением кристаллического основания в центральной и северной частях плиты.

За последнее десятилетие на территории Среднего Приобья проведены значительные геологопоисковые (геофизические и буровые) работы. Накоплен огромный фактический материал, который дает возможность охарактеризовать данный район с геологической точки зрения. Построены структурные карты по многим стратиграфическим подразделениям, в том числе по глубокозалегающим — тюменской свите ($J_{1\,2}$) и поверхности фундамента. Изучены петрографический состав пород фундамента и образований древних кор выветривания и их влияние на литологию и коллекторские свойства отложений тюменской свиты. В целях более эффективного изучения глубоких горизонтов применены дистанционные методы исследования. Проведенные ранее работы по изучению продуктивных горизонтов Среднего Приобья позволяют провести геологическую интерпретацию отдешифрированного среднемасштабного изображения (1 : 1 000 000) центральной части Сургутского свода и западной части Нижневартовского.

Основная цель дешифрирования — выделение структур разных порядков и линеаментов. Сканерное изображение центральной части Среднего Приобья передано весной, в период разлива р. Оби, ширина которой в это время достигает 30—40 км. Хорошо видны реки Аган и Тромъеган, которые со своими притоками образуют разветвленную речную сеть. Западную и центральную части снимка занимает крупная структура I (рис. 182, *а*), граница которой маркируется светлой каймой, а на ее территории заметно чередование темных и светлых пятен. Восточнее выделяется узкая асимметричная структура II, окруженная светлыми зонами. И наконец, на северо-востоке заметна структура III, которая продолжается на восток.

При сравнении схемы дешифрирования с изогипсами по поверхности тюменской свиты установлено, что структура I соответствует центральной приподнятой части Сургутского свода, а III — западной части Нижневартовского свода. Структура II дешифрируется тоже как положительный элемент, однако на структурных картах по поверхности тюменской свиты и по более глубокому горизонту — поверхности фунда-

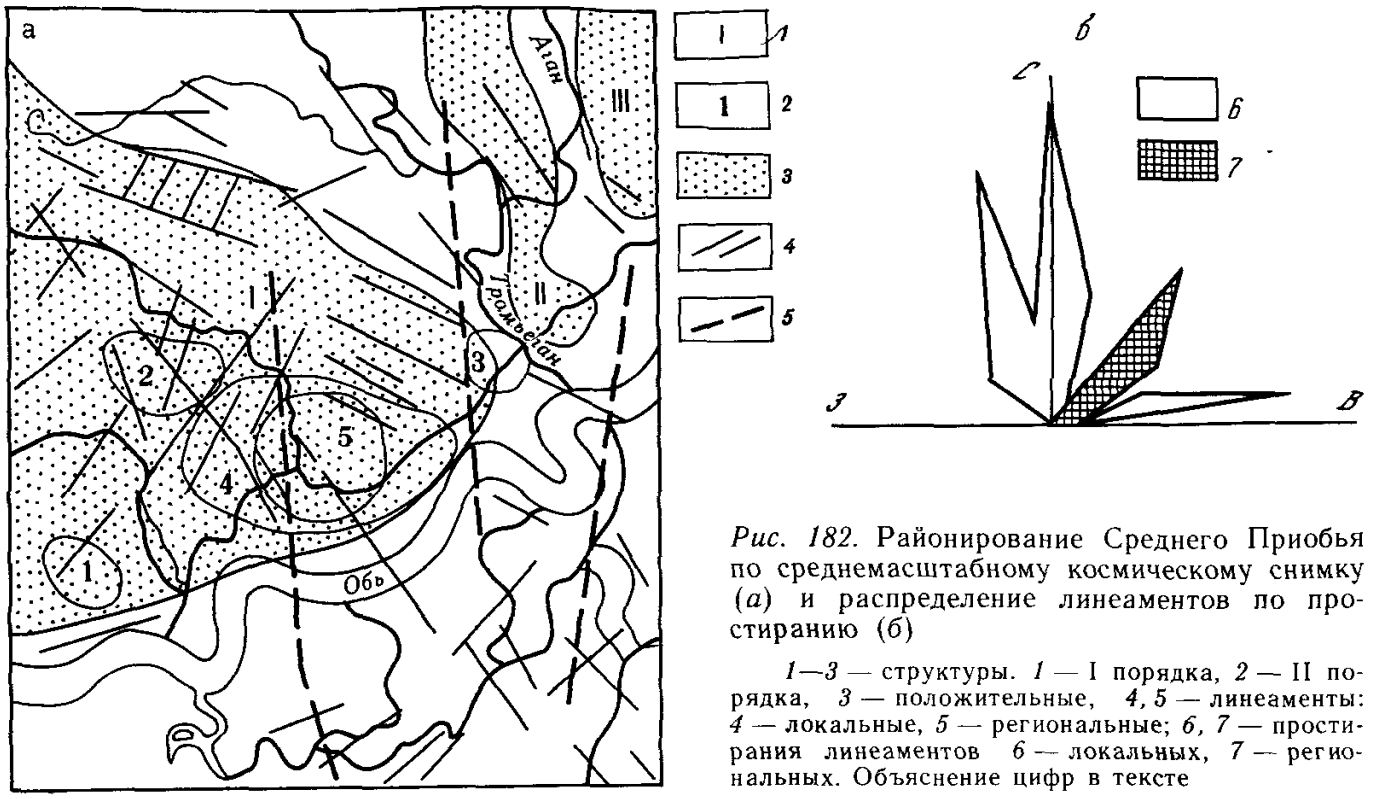


Рис. 182. Районирование Среднего Приобья по среднемасштабному космическому снимку (*а*) и распределение линеаментов по простиранию (*б*)

1—3 — структуры. *1* — I порядка, *2* — II порядка, *3* — положительные, *4, 5* — линеаменты: *4* — локальные, *5* — региональные; *6, 7* — простирания линеаментов *6* — локальных, *7* — региональных. Объяснение цифр в тексте

мента отражения не находит. Возможно, эта структура более глубокого и древнего (докембрийского) заложения и в палеозойских и юрских образованиях не отражена.

Мелкие структуры (см. рис. 182, *а*, 1—5) отвечают локальным поднятиям. Две из них (2, 4) имеют эллипсоидальную форму и по облику и размерам сходны с поднятиями, выделенными по данным геофизики и глубокого бурения как Черноречейская группа, представленная разноориентированными локальными поднятиями. При дешифрировании выделяется несколько кольцевых структур — 1, 3, 5, значение которых для нефтяной геологии не совсем ясно. По современным представлениям, кольцевые образования, видимые на космических снимках, отражают глубинные структуры фундамента и в этом качестве могут быть использованы при изучении структуры и состава глубоких горизонтов, а также влияния последних на образование продуктивных отложений юры.

Наибольшее количество разрывных нарушений, по данным анализа прямолинейных элементов ландшафта (*линеаментов*), приурочено к положительным структурным элементам. Наиболее протяженные (110—140 км) линеаменты отвечают региональным разломам северо-восточного простирания (см. рис. 182, *а*). Более мелкие многочисленные разрывы (10—70 км) имеют субмеридиональное, субширотное и северо-западное простирания. Для выяснения преимущественных простираний построена роза-диаграмма линеаментов (см. рис. 182, *б*), которая показывает, что в исследуемом районе преобладают линеаменты трех направлений: меридионального, субширотного и северо-северо-западного. Региональные линеаменты имеют северо-восточное направление. На схеме строения доюрского основания [Геология..., 1975] в Сургутском районе, по геофизическим данным, разломы имеют те же направления, неизвестно лишь субширотное. Выявленное на космическом снимке субширотное направление нарушений следует, вероятно, относить по времени заложения к палеогеновому и неогеновому периодам.

По геофизическим данным, глубинные разломы подчинены двум направлениям — субмеридиональному и субширотному, причем последнее является более молодым. Доказательством этого служит положение разломов в общей структуре Западно-Сибирской плиты: 1) субмеридиональные разломы являются границами складчатых областей и прослеживаются на 200 км и более; 2) менее протяженные широтные разломы пересекают все средне-и позднепалеозойские структуры. Наиболее развиты (по геофизическим данным) нарушения длиной 70—80 и 40—60 км. Обнаружено большое количество разрывов (длиной менее 20 км), секущих локальные структуры. В последние годы детальными сейсмическими работами выявлены такие разрывные нарушения почти на всех сводовых поднятиях.

Наличие дизъюнктивных нарушений подтверждается при детальном петрографическом изучении пород фундамента (зоны катаклаза, сильная трещиноватость пород, зеркала скольжения и др.), а также присутствием линейно-трещинных кор выветривания, развивающихся по разломным зонам. В осадочных породах тюменской свиты также

наблюдаются трещиноватость, перемещение отдельных слоев, зеркала скольжения, перемятые и изогнутые зерна минералов и обломки пород.

Таким образом, обнаружение структур и разрывных зон по космическим снимкам хорошо подтверждается геофизическими и петрографическими исследованиями, что важно при поисках новых нефтегазоносных районов, где затруднено проведение глубокого бурения и детальных геофизических работ.

Глава 35

НЕФТЕГАЗОНОСНЫЕ ПРОВИНЦИИ АЛЬПИЙСКИХ ВПАДИН

ЗАКАВКАЗСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Среднекуринская межгорная впадина перспективна для поисков залежей палеогеновой и мезозойской нефти. Ей посвящен структурно-геологический анализ космического снимка участка впадины западнее Мингечаурского водохранилища.

К настоящему времени выявлены главные особенности орогенного (олигоцен-четвертичного) этапа развития рассматриваемой территории, предопределившие эволюцию бассейнов осадконакопления; намечены перспективные районы для поисков новых нефтяных залежей [Сахатов, 1973а, б; 1976; и др.].

На космическом снимке масштаба 1 : 1 000 000 запечатлены междуречье Куры и Алазани и склоны обрамляющих горных сооружений Большого и Малого Кавказа. В пределах последнего на сером, а местами на темно-сером фоне снимка дешифрируются речная сеть, конусы выноса и пересекающаяся система прямолинейных линеаментов (рис. 183). Выделяются светлые контуры невысоких эродированных горных гряд, в пределах которых различимы отдельные, выступающие в рельефе антиклинальные поднятия. На них по фототону и текстуре фоторисунка среди более темных четвертичных образований выделяются светлые пятна, соответствующие фрагментам миоценовых и плиоценовых толщ. Благодаря относительно простому строению четко дешифрируются крупные складки Чатминской зоны. Зато почти не поддаются дешифрированию пологие продольные надвиги, осложняющие складки. На фоне геологических элементов выделяются линеаменты, секущие складчатые дуги неогеновых отложений Среднекуринской впадины и мезозойские комплексы горных сооружений. Они группируются в системы близдолготных, северо-восточных и северо-западных пересекающихся структурных линий и четко проявлены в горных областях благодаря резко расчлененному рельефу.

В полосе пересечения линеаментов с хребтами наблюдаются параллельная ориентировка овражной сети и более глубокий врез русел рек, как правило вытянутых по простиранию линеаментов, флексурные изгибы, погружения хребтов, системы параллельных трещин и разрывов, формирующих в рельефе характерные уступы и борозды. На Малом Кавказе линеаменты трассируются зонами разрывов, системами параллельных жильных тел, интрузивных пород, субвулканических куполов и другими геологическими объектами. На Большом Кавказе линии продольных надвигов на космических снимках не отражаются, а поперечные нарушения выражены флексурами и сбросами. Нередко отдельные участки линеаментов соответствуют разломным швам, установленным различными геофизическими методами, и, как правило, трассируются из горных областей в пределы депрессии, где их пересечения образуют полигональные фигуры (рис. 184).

А. В. Мамедов в структуре неоген-четвертичных отложений Среднекуринской впадины выделяет Предмалокавказский синклинорий и Алазано-Агричайский прогиб в качестве внешних бортовых зон, отделенных Эрикдарской и Орхевско-Дашюзской системами надвигов от более сложно построенной внутренней части, включающей Чатминско-Геокчайский антиклинорий и Мирзаано-Арешский синклинорий.

В пределах юго-западного борта Предмалокавказского синклинория под плащом континентальных образований предгорной равнины вскрыты сокращенные маломощные разрезы эоцена (фораминиферовые слои), майкопской свиты и акчагыльского яруса, в общем моноклинально наклоненные на северо-восток и несогласно перекрывающие верхнемеловые отложения.

На левобережье р. Куры (Джейранчельская зона) мощности палеогеновых и верхнеплиоценовых отложений возрастают, в разрезе появляются миоценовые отложения. Данная зона выражена серией брахиформных асимметричных антиклиналей по сармат-

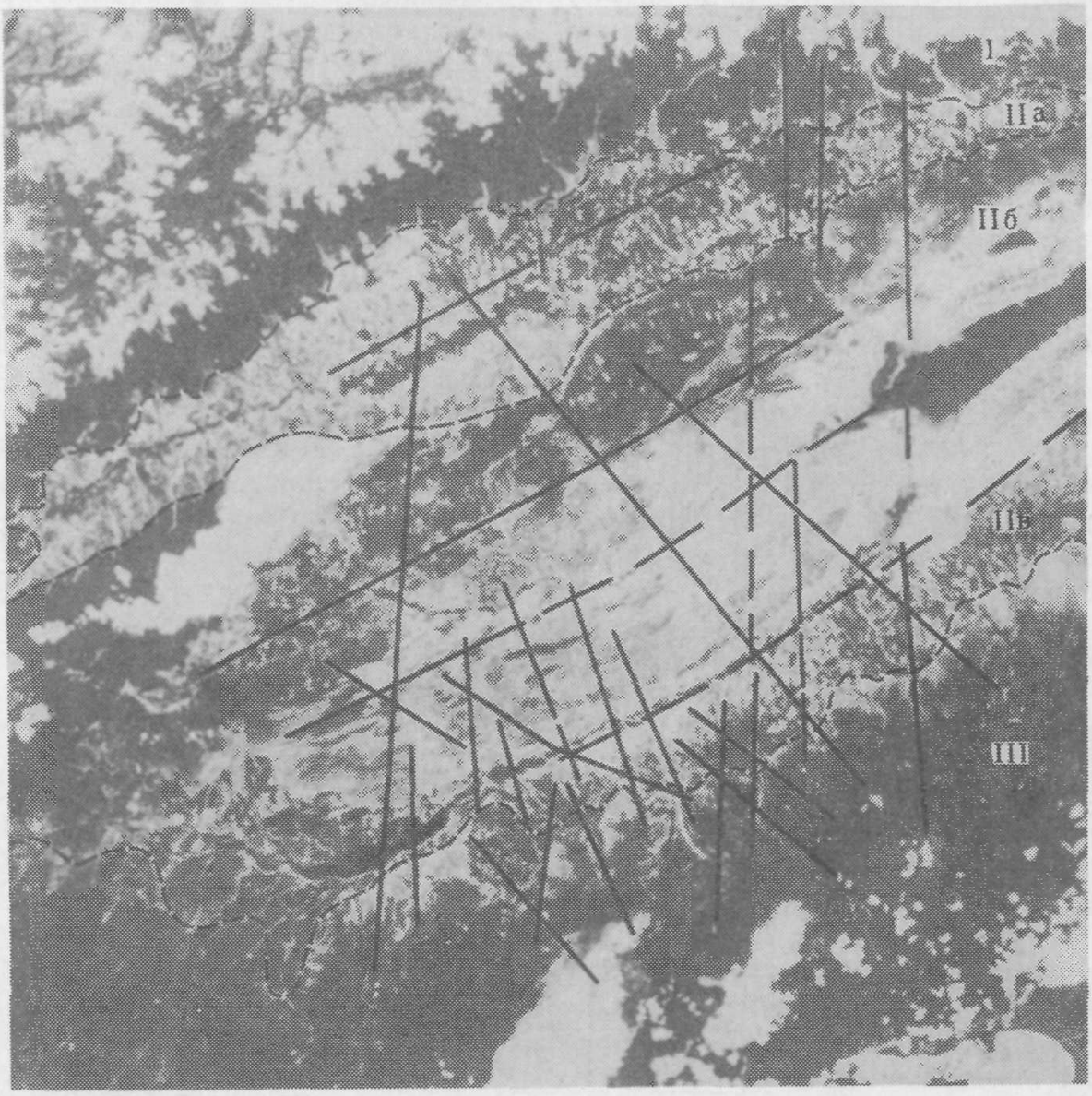


Рис. 183. Космический снимок Юго-Восточного Закавказья, полученный со спутника «Метеор-29»

Главнейшие структурные элементы: I — Большой Кавказ; II — Среднекуринская впадина (*а* — Алазано-Агричайский прогиб, *б* — Чатлинская зона, *в* — Предмалокавказский прогиб); III — Малый Кавказ. Показаны отдешифрированные линеаменты

ским, верхнеплиоценовым и четвертичным отложениям, образующим три ряда субпараллельных антиклинальных линий. Складки осложнены продольными нарушениями, по которым более пологие северные крылья надвинуты на южные с амплитудой до 1,8 км. По сейсмическим данным фиксируется четко выраженные несогласный контакт 3-километрового олигоцен-неогенового дислоцированного комплекса с подстилающими верхнемел-эоценовыми отложениями с постепенным возрастанием угла наклона поверхности раздела на северо-восток, к осевой полосе впадины.

С переходом в Чатминскую антиклинальную зону общая мощность олигоцен-неогеновых пород резко возрастает как за счет наращивания мощности толщ, так и в результате их интенсивной дислоцированности. Если на левом берегу р. Куры (площадь Гырахкесаман) кровля эоцена вскрыта скважинами на глубине 600—700 м, то в Чатминской зоне (площадь Саждаг) — на отметке 3890 м. Узкие, вытянутые антиклинали этой зоны на западе сложены породами майкопской свиты и миоцена, а на востоке — сарматскими и верхнеплиоценовыми отложениями. Все складки опрокинуты на юго-запад и осложнены надвигами, наклоненными на северо-восток и объединяющимися в два крупных региональных нарушения с амплитудами горизонтальных смещений до 2,5 км. Надвинутые северные крылья складок образуют гребни хребтов-антиклиналей в области водораздела рек Куры и Иори. Разрывы вдоль южной гряды хребтов (Удабнинского, Саждагского, Молладагского, Ахтахтатапинского, Палантекянского) образуют Эрикдарскую надвиговую зону (см. рис. 184). Складки северной антиклинальной линии срезаются ветвями Эльдароюгинской надвиговой зоны вдоль хребтов Алачыг, Катар, Тюлькитапа, Эльдароюги, к северу от которой, в Южной Кахетии, располагается Мирзаанская тектоническая зона, сложенная сарматскими и плиоценовыми отложениями.

Именно вдоль Эльдароюгинской надвиговой зоны выходят на поверхность нефтеностые слои северо-восточных крыльев Алачыгской (средний и верхний сармат) и Эль-

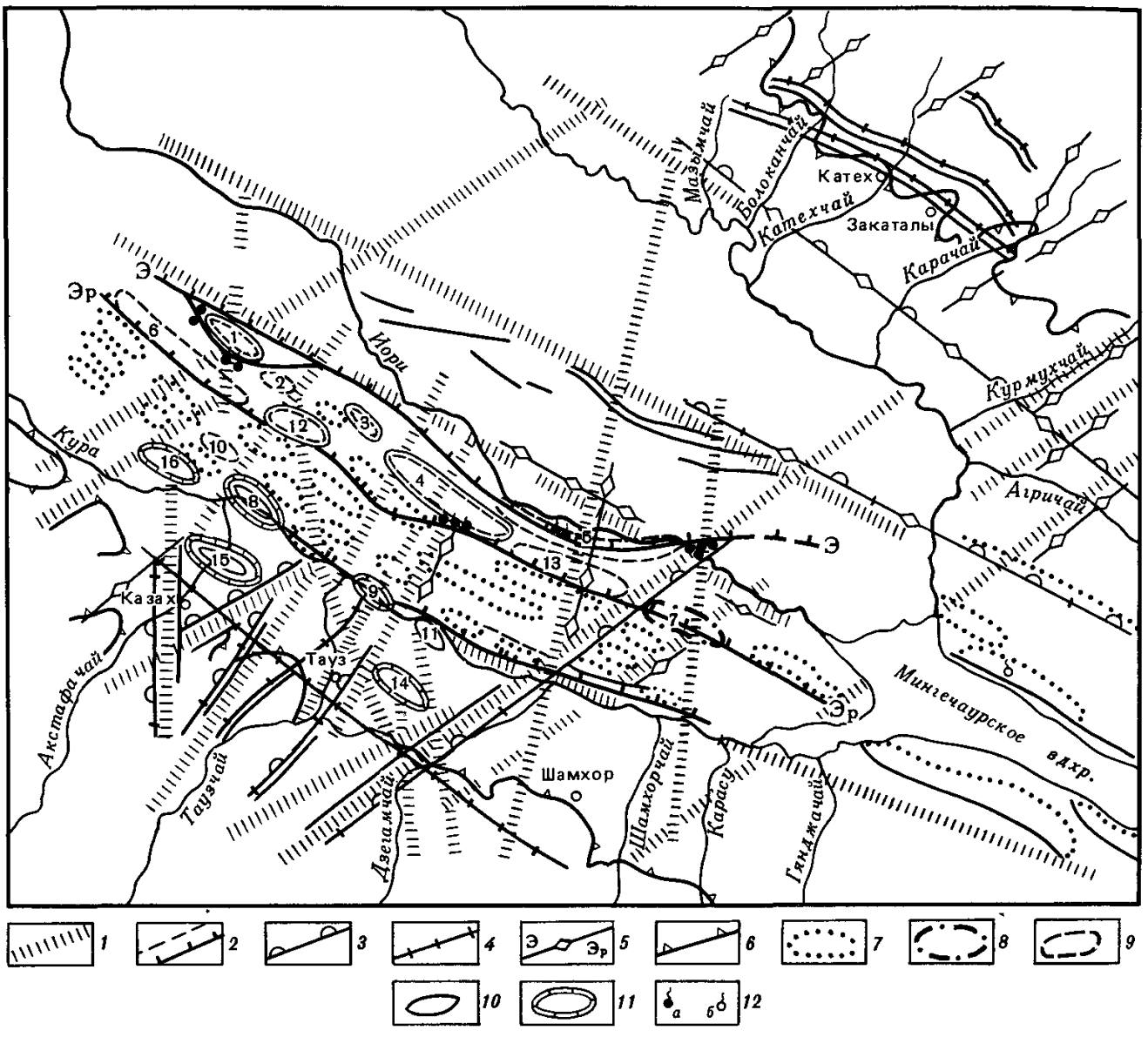


Рис. 184 Сопоставление линеаментов с разломами и нефтегазоносными палеоген-неогеновыми структурами

1 — линеаменты, *2* — поверхностные сбросы, взбросы, надвиги, *3* — гравиметрические ступени, *4, 5* — разломы, выделяемые *4* — по сейсмическим данным, *5* — по аэромагнитным данным, *6* — граница Большого и Малого Кавказа, *7* — складки без признаков нефтегазоносности, *8* — плиоценовые складки с проявлениями нефти и газа, *9* — то же, средне-верхнемиоценовые, *10* — майкопская свита, *11* — эоцен, *12* — поверхностные проявления *а* — нефти, *б* — газа Складки 1 — Алачигская, 2 — Домиртепинская, 3 — Армудлинская, 4 — Чабандагская, 5 — Эльдароюгинская, 6 — Удабнинская, 7 — Северная Палантекянская, 8 — Гырахкесаманская, 9 — Хатунлинская, 10 — Мамедтепинская, 11 — Кирзанская, 12 — Саждагская, 13 — Ахтахтатапинская, 14 — Далляр-Таузская, 15 — Тауз-Казахская, 16 — Союгбулахская Надвиговые зоны Э — Эльдароюгинская, Эр — Эрикдарская

дароюгинской (верхний сармат) антиклиналей с многочисленными поверхностными нефтепроявлениями из песчаников и мергелей, а также с нефтегазопроявлениями из грязевулканических очагов вдоль надвига в майкопских (хребет Алачыг) и сарматских (хребты Алачыг, Катар, Тюлькитапа, Эльдароюги) отложениях. При этом бурением на Эльдароюгинской складке установлено, что наблюдаемое на поверхности ослабление нефтенасыщения коллекторов с удалением от зоны разрыва, вплоть до полного исчезновения на близких расстояниях, сохраняется и во вскрытых скважинами горизонтах нижнего сармата. Газоводопроявления со слабыми выделениями нефти из майкопских, среднемиоценовых, нижне- и среднесарматских отложений отмечены также в скважине на Армудлинской складке, осложненной ветвью Эльдароюгинского надвига южнее Алачыгской антиклинали

Нефтегазопроявления отмечены и в складках, осложненных Эрикдарской надвиговой зоной. На Удабнинской антиклинали вскрытие скважиной караган-конкских глин с прослоями мергелей сопровождалось газовыделением. Проходка параметрической скважины на Саждагской структуре сопровождалась выбросами газа и газоводопроявлениями из майкопских, среднемиоценовых (чокракских, караган-конкских) и нижнесарматских отложений. В скважинах профильного бурения на Ахтахтатапинской антиклинали наблюдались газовые выбросы из среднего сармата и примазки нефти из нижнесарматских мергелей и глин в зоне Эрикдарского надвига. На Большом Палантекяне газовые выделения из базальных конгломератов акчагыльского яруса зафиксированы в скважине

южнее зоны надвига. Такой характер нефтегазопроявлений в сочетании с высокой минерализацией естественных и скважинных водопроявлений из сарматских и майкопских отложений, приуроченных к линиям разрывов, и близость состава водопроявлений к составу вод грязевых вулканов рассматриваются как свидетельства частичной вертикальной миграции нефти и газа.

В прибортовой Джейранчельской зоне признаки нефтегазоносности установлены бурением вдоль Куринской антиклинальной линии, выраженной серией асимметричных антиклиналей в верхнеплиоценовых отложениях, вытянутых вдоль р. Куры. Крутые взбросы, срезающие южные крылья складок и наклоненные на северо-восток, являются поверхностным выражением Куринского глубинного разлома.

Проявления нефтегазоносности в этой полосе приурочены к эоценовым (мощность 800—900 м) и майкопским (300—500 м) глинам с прослоями песков и песчаников. Лишь в верхней половине среднего эоцена вскрыты слои известняков и песчаников, туфогенные породы и брекчии с обломками эффузивов основного состава (20—100 м). На западе интенсивные газоводопроявления с пленками нефти из эоценовых отложений отмечены на юго-восточной периклинали Союгбулахской антиклинали. На Гырахкесаманской площади бурение большого количества скважин на разных интервалах нижне- и среднеэоценовых и майкопских отложений сопровождалось газовыми выбросами с пленками нефти и извлечением кернов глинистых и песчаных пород, пропитанных нефтью. Слабые признаки нефтегазопроявлений отмечены в среднеэоценовых и майкопских породах площади Хатунлы, а на площади Кирзан-Хулуф насыщенные нефтью прослои песчаников вскрыты лишь в майкопской свите. В юго-западной бортовой зоне, на площади Тауз-Казах, в скважинах из эоценовых и майкопских слоев наблюдались выбросы газа, а местами — водопроявления с пленками нефти.

К юго-востоку, на площади Далляр-Тауз, в области северного борта Шамхорского выступа породы майкопской свиты отсутствуют, а из эоценовых отложений (100 м), залегающих между глинами акчагыла и вулканогенным верхним мелом, в ряде скважин получены газоводопроявления.

Основные нефтегазовые проявления рассматриваемой части Среднекуринской впадины в отложениях эоцена, олигоцена и миоцена пространственно связаны с крупными региональными тектоническими швами северо-западного простирания. Крутая поверхность Куринского (Южно-Куринского) разлома совпадает с протяженными субширотными линеаментами (см. рис. 184). Эрикдарский и Эльдароюгинский надвиги вследствие пологих поверхностей на космических снимках не отображаются; судя по имеющимся данным, эти и другие протяженные пологие надвиги в междуречье Куры и Алазани на глубине переходят в крутые сбросы, не только секущие весь разрез кайнозоя, но и находящие отражение в породах мезозоя.

Газоводонефтяные проявления из майкопских и миоценовых глинисто-мергелистых отложений Чатминской зоны являются достаточно веским фактором в пользу высоких миграционных свойств газонефтяного флюида, заполняющего трещины пород в зоне тектонического смятия. Известно, что в северо-западном направлении глинистые фации постепенно сменяются песчано-глинистыми, и уже на Малхазовской структуре в скважинах из среднемиоценовых и майкопских слоев отмечены выделения жидкой нефти и газа, а в сарматских отложениях вдоль разломов обнаруживаются поверхностные признаки углеводородов. На площади Самгори—Патардзеули вскрыты промышленные залежи нефти и газа по всему разрезу эоцена, получены фонтанные выбросы нефти и газа из майкопской свиты и обнаружены признаки нефти в сарматских отложениях.

Еще западнее, на площади Норио — Марткоби, отложения среднего миоцена изобилуют поверхностными нефтепроявлениями, а бурением установлена промышленная нефтеносность пород чокракского горизонта.

Установлены также промышленная нефтегазоносность подстилающей майкопской свиты и поверхностные нефтепроявления из всего разреза сарматских отложений; нефтегазопроявления приурочены к трещинам в известняках и песчаниках вдоль линий нарушений.

Подобная многоярусность нефтегазонасыщения в пределах единой антиклинальной зоны, разбитой системой продольных нарушений, легко объяснима вертикальной миграцией углеводородов, тем более что вторичный характер нефтегазонакопления в вулканогенно-обломочных конгломератах среднего эоцена на месторождении Самгори — Патардзеули не вызывает сомнений. Видимо, наличие коллекторов по разрезу палеогена—неогена и протяженных разрывов вдоль Чатминской зоны обеспечило вертикальную миграцию нефти и газа в вышележащих горизонтах. Постепенное же возрастание глинистости

отложений майкопской свиты и миоцена в юго-восточном направлении при напряженной новейшей тектонике соответственно отразилось на ослаблении нефтегазонасыщенности и появлении грязевулканической деятельности.

Эпигенетические залежи нефти отмечены и в Мирзаанской синклинальной зоне, где мощная (до 2 км) глинисто-терригенная ширакская свита (нижний и средний плиоцен) континентального происхождения обнаруживает нефтеносность на поверхности (Мирзаани, Патара — Шираки) и во вскрытых скважинами продуктивных горизонтах на Млешисхевской, Мирзаанской и Патара-Ширакской антиклиналях. Но наиболее примечателен характер нефтеносности ширакской свиты на Кила-Купринской антиклинали, где промышленные залежи, разрабатываемые в зоне нарушения, на расстоянии 250 м от разрыва полностью исчезают.

Складчатые цепи западной части Среднекуринской впадины сформировались предакчагыльскими и четвертичными фазами тектогенеза, обусловившими последовательные сокращения поперечных размеров Среднекуринской впадины. Процесс этот происходил на фоне роста горных сооружений Большого и Малого Кавказа, где неотектонические процессы сопровождались смещениями по системе омоложенных субширотных и субмеридиональных разломов и вспышкой плиоценового и четвертичного вулканизма на Малом Кавказе, формированием пологих надвигов, тектонических ступеней в рельефе Большого Кавказа и проявлением грязевого вулканизма на Юго-Восточном Кавказе и в Куринской впадине. В пределах Среднекуринской впадины эти движения обусловили нарушения и смещения блоков мезозойских пород, отраженные на космических снимках в виде линеаментов.

Открытие промышленной нефтегазоносности верхнемеловых и эоценовых отложений, а также установление вертикальной миграции и переформирования нефтяных залежей Среднекуринской впадины указывают на то, что линеаменты данного региона следует рассматривать в качестве отражения нарушений мезозойского ложа впадины и, таким образом, в качестве отражения возможных путей миграции нефти и газа, что необходимо учитывать при нефтегазопоисковых работах.

ЗАПАДНО-ТУРКМЕНСКАЯ НЕФТЕГАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Юго-западная Туркмения, являющаяся старейшим нефтегазодобывающим районом страны, относится к одному из наиболее сложно построенных участков земной коры, где происходит сочленение и наложение разнородных тектонических элементов. Здесь проходит часть северной границы палео- и мезо-Тетиса, сдвиговые перемещения по которой привели к образованию своеобразных структур на «контактах скольжения» — Передового хребта Копетдага и Большого Балхана. Существование реликтовой субокеанической плиты Южного Каспия предопределило возникновение Аладаг-Биналудской и Копетдагской складчатой сигмоиды в условиях сжатия в позднем мезозое и кайнозое и образование виргирующих антиклинальных зон Западно-Туркменского борта впадины Южного Каспия.

Эти тектонические процессы привели к возникновению крупного седиментационного кайнозойского (возможно, мезозойско-кайнозойского) бассейна и обусловили его высокий нефтегазоносный потенциал.

Важнейшей особенностью строения Западно-Туркменской межгорной впадины (рис. 185) является наличие крупных разломов, образующих серии тектонических ступеней, погружающихся от Западного Копетдага в сторону депрессии Каспийского моря, ограниченных Копетдаг-Дарджинским, Гограньдаг-Чикишлярским, Шорджа-Гокчинским и Зирик-Чадским региональными нарушениями. Кроме того, каждая ступень осложнена серией оперяющих разрывов, определивших развитие этих ступеней и приуроченных к ним локальных складок [Бескровный и др., 1963].

Линеаменты, выделенные в результате дешифрирования космических снимков, группируются в несколько разновозрастных систем различных простираний: широтные, субширотные, субмеридиональные, юго-запад—северо-восточные и юго-восток—северо-западные. Некоторые линеаменты или их отдельные звенья нередко совпадают с уже известными тектоническими нарушениями, установленными по геолого-геофизическим данным и подтвержденными полевыми наблюдениями. Это позволяет бóльшую часть линеаментов отождествлять с разломами (рис. 186).

Транзитность большинства линеаментов широтной и субширотной систем, т. е. прослеживаемость их по прямым и косвенным признакам в различных геотектонических зонах, позволяет однозначно трактовать их как зоны тектонических нарушений.



Рис. 185. Космический снимок территории Юго-Западной Туркмении, полученный с орбитальной станции «Салют-4»

Особого внимания из системы широтных линеаментов заслуживает Гяурлинский. Он хорошо дешифрируется на средне- и мелкомасштабных космических снимках по комплексу прямых (в горной области Западного Копетдага) и косвенных (в зоне аккумуляции Западно-Туркменской впадины) признаков и пересекает три различные геотектонические области. На этом основании его можно считать транзитным разломом, активно проявившимся и в новейшее время. На присутствие тектонического нарушения указывают: каньонообразный врез и коленообразное изменение простирания долины р. Гяурли, почти вертикальное, вплоть до опрокинутых в сторону долины, положение пластов левого берега при практически горизонтальном залегании мел-палеогеновых отложений на правом берегу.

Отдельные нарушения этой системы ограничивают зоны наиболее контрастных неотектонических движений, например Северо-Кызылкумский и Южно-Келькорский линеаменты, ограничивающие Челекенскую ступень. Активные движения по ним в неоген-четвертичное время способствовали формированию здесь высокоамплитудных, глубоко эродированных и интенсивно раздробленных складок. С широтной системой линеаментов связан и ряд эпицентров неглубоких землетрясений в зоне сочленения горно-складчатой области и межгорной впадины [Голинский и др., 1977].

Серия субширотных линеаментов — Пограничный, Южно-Копетдагский и др. — дешифрируется и на Аладаг-Мессерианской ступени, рассекая ее на ряд субширотных блоков. Западнее, в пределах Окарем-Чикишлярской ступени, они не прослеживаются, затухая у субмеридионального Джебельского разлома, а восточнее трассируются в западное погружение Копетдага, где дешифрируются по прямым признакам и контролируют размещение сложно построенных локальных складок.

Система субмеридиональных линеаментов включает три различных по протяженности линеамента, отождествляемые с разломами. Субмеридиональный линеамент, названный Береговым, проходит вдоль побережья Каспия. Косвенными признаками, указывающими на наличие здесь тектонического нарушения, являются прямолиней-

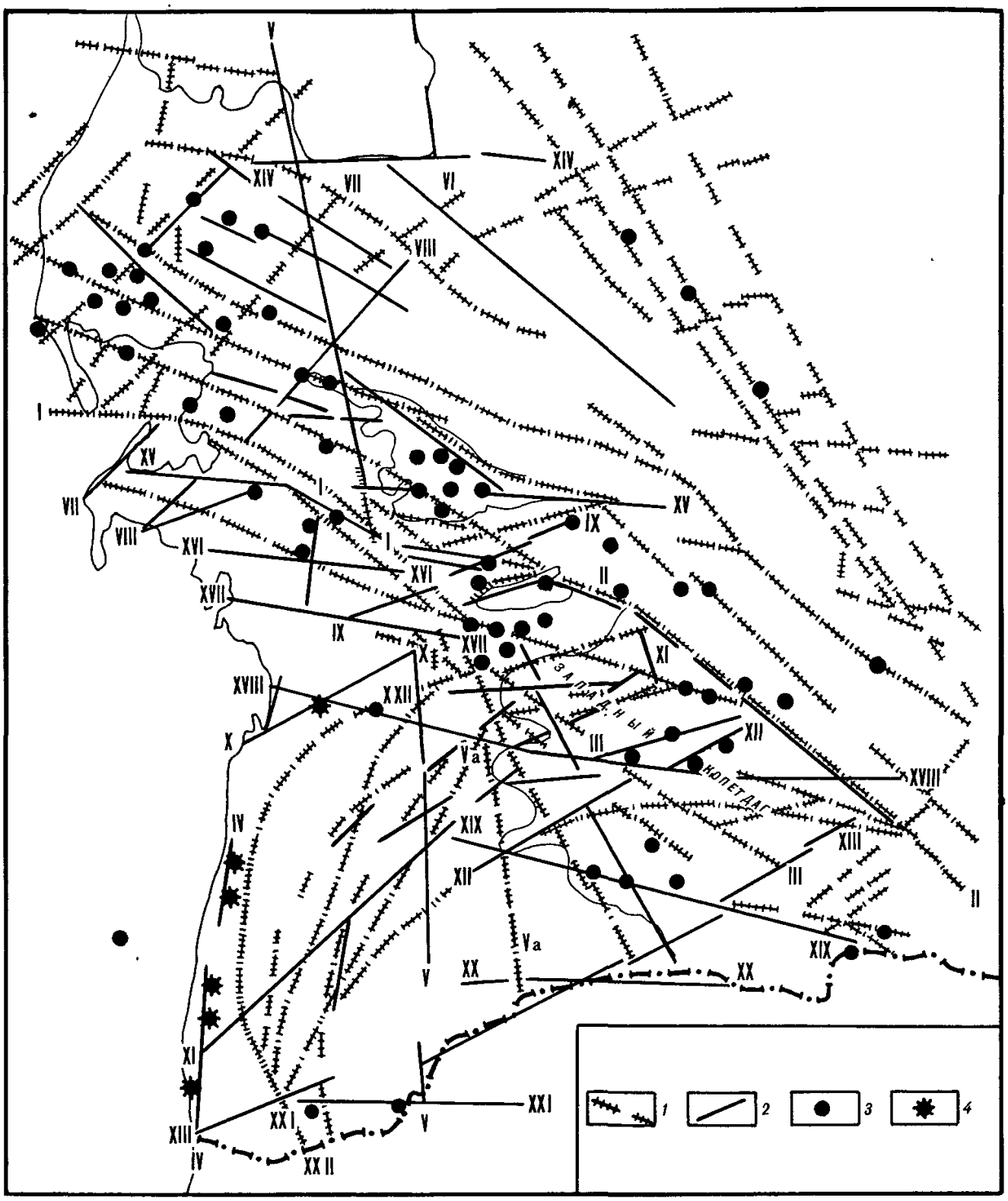


Рис. 186. Схема разломной тектоники Западно-Туркменской нефтегазоносной провинции и сопредельных территорий

1, 2 — разломы: 1 — выделенные по комплексу геолого-геофизических материалов, 2 — дешифрируемые на космических снимках: северо-западные: I — Дарджинский, II — Главный Копетдагский, III — Западный; субмеридиональные: IV — Береговой, V — Джебельский, Va — Зирик-Чарский, VI — Восточно-Карабогазский; северо-восточные: VII — Западно-Челекенский, VIII — Челекено-Балханский, IX — Межбалханский, X — Южно-Кызылкумский, XI — Чикишляро-Копетдагский, XII — Секущий, XIII — Южный, субширотные: XIV — Южно-Карабогазский, XV — Южно-Келькорский, XVI — Северо-Кызылкумский, XVII — Центрально-Кызылкумский, XVIII — Гяурлинский, XIX — Южно-Копетдагский, XX — Пограничный, XXI — Атрекский, XXII — Гогранъдаг-Чикишлярский, *3* — эпицентры землетрясений, *4* — грязевые вулканы

ность береговой линии моря, резкий береговой уступ, линейно ориентированные цепочки лиманов, приуроченность к этой зоне грязевых вулканов. Береговой линеамент совпадает с известным Гогранъдаг-Чикишлярским глубинным региональным разломом, который впервые был выделен по результатам вариометрической съемки Ф. А. Арест, А. А. Юрковой и подтвержден сейсморазведкой, установившей крупные флексуры в мезозойском (?) разрезе.

Второй линеамент этого простирания — Джебельский (рис. 187) — пересекает межгорную впадину и перикратонную зону Туранской плиты вплоть до южного берега Кара-Богаз-Гола. На севере он фиксируется в прямолинейных очертаниях побережья названного залива, имеет прямые «структурные» признаки в районе Большого Балхана, южнее дешифрируется по смене фототона, обусловленной сменой ландшафта, и на юге

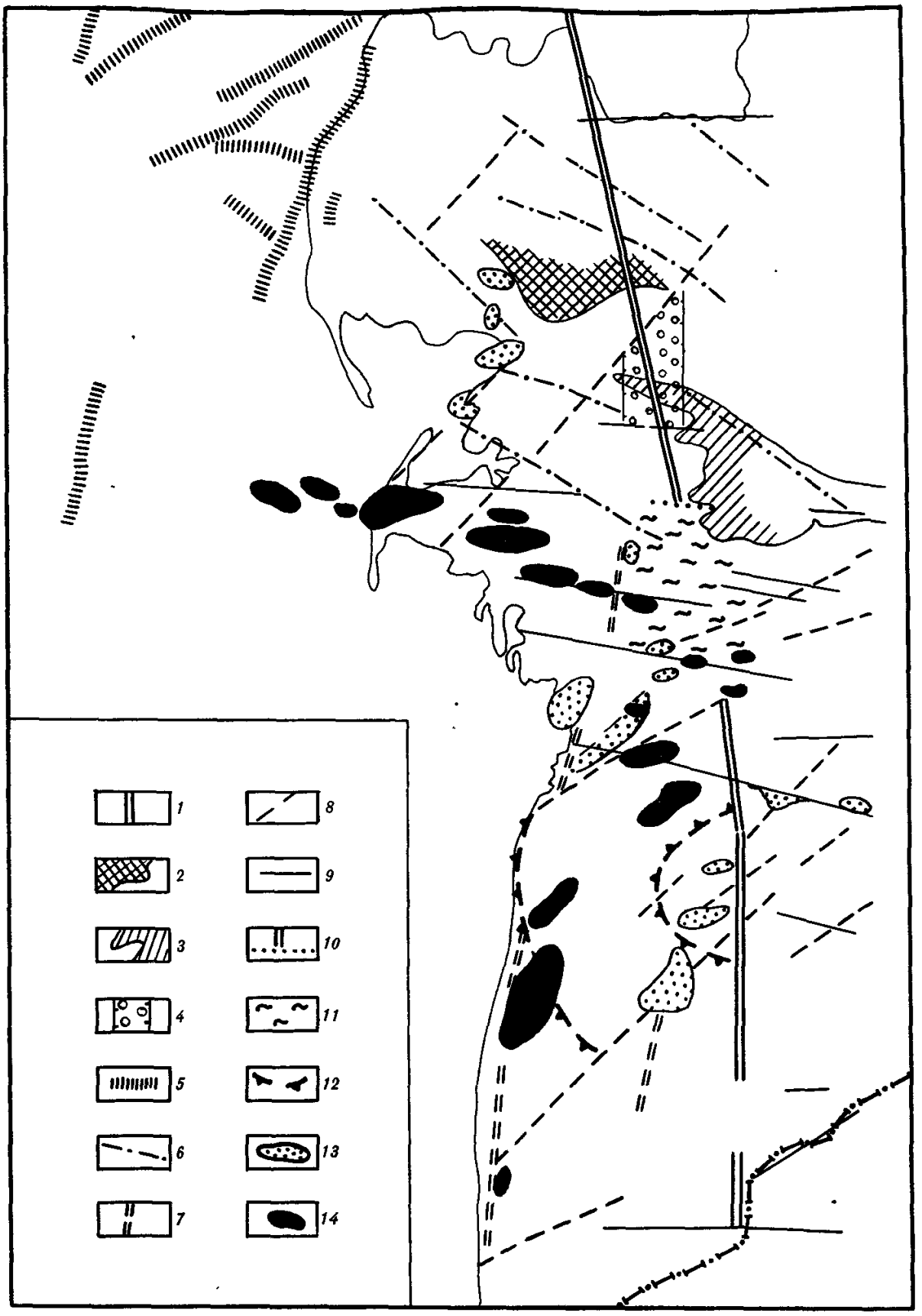


Рис. 187. Схема соотношения регионального Джебельского меридионального разлома со структурой южной окраины Туранской плиты и Западно-Туркменской межгорной впадины

1 — Джебельский разлом; *2* — Аджигирский выступ фундамента; *3* — западное замыкание Большебалханской мегантиклинали; *4* — меридиональное полосовидное изменение характера магнитного и гравитационного полей (интенсивности, простирания аномалий, появление дискордантных градиентов); *5* — наиболее интенсивные градиенты естественных геофизических полей; *6—9* — разломы: *6* — северо-западного, *7* — меридионального, *8* — северо-восточного и *9* — субширотного простираний; *10* — зона торцового сочленения Джебельского разлома со сбросо-сдвигами южного ограничения Большого Балхана; *11* — зона отсутствия на космических снимках Джебельского разлома, обусловленная интенсивным неоген-четвертичным прогибанием и развитием крупных широтных разломов; *12* — контур полукольцевых структур, ограниченных южным звеном Джебельского разлома; *13* — локальные поднятия, выявленные по космическим снимкам; *14* — месторождения нефти и газа

по резкому излому долины р. Атрек. Характерно, что он трассируется через различные геотектонические области и может быть отнесен к транзитным разломам древнего заложения. Активизация по Джебельскому разлому, судя по его хорошей выраженности на космических снимках, была и в неоген-четвертичное время.

В северной части региона Джебельский разлом разделяет Аджигирский выступ фундамента и Большебалханскую горст-антиклиналь [Структура..., 1968]. Этой зоне

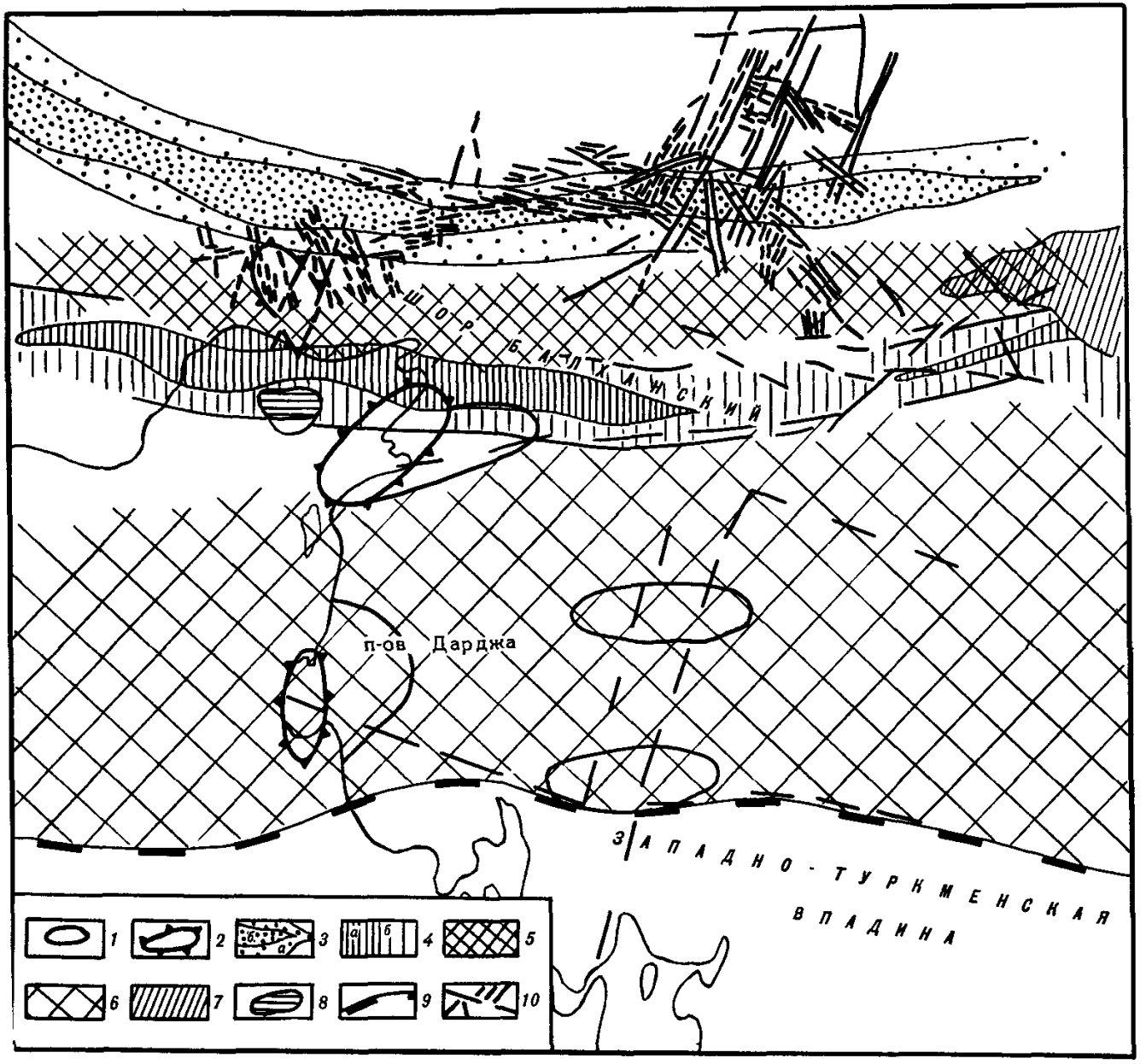


Рис. 188. Схема строения центрального звена Кубадаг-Большебалханской шовной зоны по данным дешифрирования космических снимков (с элементами строения геофизических полей)

1, 2 — структуры *1* — известные, *2* — выделенные при дешифрировании космических снимков, *3* — гравитационные минимумы (*а*) и их осевые части (*б*), *4* — гравитационные максимумы (*б*) и их осевые части (*а*), *5* — зона продольных глубинных разломов окраины Туранской плиты, *6* — шовная зона сочленения эпипалеозойской платформы и альпийской геосинклинали, *7* — Большебалханская мегантиклиналь, *8* — выходы на поверхность палеозойских гранитов, *9* — северная граница Западно-Туркменской впадины, *10* — разломы, отдешифрированные на среднемасштабных космических снимках

соответствует меридиональная полоса изменения характера строения магнитного и гравитационного полей. Южнее Большого Балхана разлом прерывается и торцово сочленяется с системой субширотных разломов. В пределах Челекенской ступени он практически не прослеживается, что может быть объяснено, во-первых, интенсивным позднеплиоцен-четвертичным прогибанием этой территории и накоплением больших мощностей синхронных осадков и, во-вторых, развитием здесь системы молодых субширотных нарушений, по которым, возможно, происходили сдвиговые перемещения, «затушевавшие» этот меридиональный разлом.

Южное звено Джебельского разлома является как бы экраном для субширотной системы нарушений, не прослеживающихся, как указывалось выше, западнее разлома. С востока это звено ограничивает обширные полукольцевые структуры, выделенные по космическим снимкам на территории Западно-Туркменской впадины (см. рис. 187)

Третий линеамент данного простирания прослеживается восточнее Джебельского, имеет незначительную протяженность, слабее выражен на космических снимках и не рассматривается нами.

Система линеаментов юго-запад—северо-восточного простирания прослежена в Западно-Туркменской межгорной впадине, в Западном Копетдаге и на смежной части плиты

Наибольшее число линеаментов этого направления дешифрируется в Западном Копетдаге и на Аладаг-Мессерианской ступени. В остальных районах впадины выделены лишь единичные линеаменты, находящие продолжение и за ее пределами. Протяженные

линеаменты этой системы четко прослеживаются в зонах аккумуляции и фрагментарно со значительными смещениями — в зонах воздымания. Их распространение на северо-востоке ограничивается Главным Копетдагским разломом. Западнее, за пределами Копетдагского горно-складчатого сооружения, линеаменты этого направления трассируются далее на северо-восток, в пределы платформы, где они несколько изменяют свою ориентировку, «разворачиваясь» веером в северном направлении.

Линеамент, названный Южным, дешифрируется в виде разобщенных в плане отрезков, имеющих кулисное расположение, позволяющее предполагать по нему сдвиговые перемещения. Он прослежен в межгорной впадине и в горно-складчатой области, а также на юге Кызылкумского прогиба.

Наибольший интерес из системы линеаментов юго-восток—северо-западного простирания представляют линеаменты, образующие Копетдаг-Большебалханскую шовную зону [Структура..., 1968]. Она представляет собой протяженный (до 200 км) участок земной коры шириной около 35—40 км, образующий границу геотектонических областей, разделенный на продольные и поперечные блоки разломами (преимущественно сбросо-сдвигами и сбросами), сближающимися на значительной глубине и образующими там глубинный шов. К востоку эта зона через региональный «косой» сдвиг переходит в Главный Копетдагский разлом.

Наиболее сложное строение эта зона имеет в пределах Кубадаг-Большебалханского шовно-глыбового поднятия, ограниченного и рассеченного нарушениями различных направлений (рис. 188). Согласно имеющимся данным [Структура..., 1968], она характеризуется рядом особенностей, отличающих ее от сопредельных территорий Туранской плиты и альпийской геосинклинальной области. При дешифрировании космических снимков территории зоны выявлен ряд линеаментов, соотношение которых с элементами естественных геофизических полей показано на рис. 188. Здесь на примере центрального звена Кубадаг-Большебалханской шовной зоны можно проиллюстрировать «разрешающую» способность среднемасштабных космических снимков для расшифровки строения зоны.

Полосовые высокоинтенсивные аномалии естественных геофизических полей обрисовывают общие особенности строения и положения шовной зоны, а дешифрирование уточняет ее строение, характерными чертами которого являются: 1) глубинный разлом в мезозойских отложениях, представленный полосовой зоной высокой концентрации (около четырех частных разломов на 10 км^2) разноориентированных, но закономерно группирующихся в несколько систем частных разломов и макротрещин; 2) наличие как продольных, так и диагональных (дискордантных к генеральному простиранию) составляющих разлома, образующих множество зон дробления; 3) преобладание сбросовых смещений, хотя на космических снимках отчетливо дешифрируются и сдвиги (продольные и поперечные), и сбросо-сдвиги; 4) сравнительно небольшое число разломов, трассируемых за пределами шовной зоны, что позволяет предположить наличие «собственного», развитого только в пределах зоны тектонического поля напряжений (напряжений скола).

Среди общих особенностей разломной тектоники региона, устанавливаемых по результатам дешифрирования космических снимков, следует отметить следующие.

1. Общее «расхождение» систем разломов от центральной части района (Челекен—Кубадаг—Большой Балхан—Малый Балхан), где развиты субширотные простирания, к преобладающим северо-западным простираниям на севере (платформенная территория) с образованием иногда взаимопересекающейся сетки разломов.

2. По кулисному положению звеньев разломов и по особенностям деформации «рассекаемых» структур можно (правда, не повсеместно) отдешифрировать и сдвиговые перемещения. Последние чаще всего намечаются среди системы субширотных и северо-восточных разломов в пределах Западного Копетдага.

3. На территории Западной Туркмении отдешифрированы преимущественно (если не исключительно) разломы (линеаменты), движения по которым были активными на последних этапах новейшего времени. При сравнении схем дешифрирования космических снимков и глубинной структуры региона можно классифицировать разломы по времени и интенсивности новейших деформаций, по масштабности проявления и характеру возникновения (унаследованные, новообразованные) и т. д.

4. Сравнение линеаментов, дешифрируемых на космических снимках, с разломами, выделенными главным образом по геофизическим данным, показывает в большинстве случаев пространственную «сходимость» (см. рис. 188). Появление ряда новых, неизвестных до дешифрирования космических снимков разломов вполне объяснимо разрешающей способностью этого нового метода.

Таблица 9

Фазовый состав углеводородов в месторождениях

Месторождение	Наличие разломов, выходящих на поверхность (по космическим снимкам)	Фазовый состав углеводородов		
		преимущественно газ	нефть и газ	преимущественно нефть
Челекен	Многочисленные			+
Кум-Даг	»			+
Небит-Даг	»			+
Комсомольское	»			+
Котур-Тепе	Единичные		+	
Барсагельмес	Нет		+	
Окарем	Единичные		+	
Гограньдаг	»		+	
Камышлджа	»		+	
Кызылкум	Нет	+		
Бурун	Единичные	+		
Куйджик	Нет	+		

5. Сопоставление разломов, отдешифрированных на космических снимках, с разломами, установленными при анализе естественных геофизических полей и их линейных аномалий, свидетельствует о миграции во времени основных шовных зон сочленения разнородных тектонических элементов вдоль окраины Туранской платформы.

Если на домезозойских этапах в пределах рассматриваемой территории северная граница палео- и мезо-Тетиса фиксируется сопряженной системой линейных (иногда парных) магнитных и гравитационных аномалий протяженностью более 500 км, расположенной северо-восточнее Копетдага и Большого Балхана, то современный сдвиго-надвиговый контакт по этой границе смещен к юго-западу. Наконец, новейшие разломные деформации в зоне сочленения намечены преимущественно линеаментами, дискордантными к простиранию аномальных зон естественных геофизических полей, а субширотные (точнее, запад-северо-западные) простирания древнейших разломов устанавливаются уже внутри зоны сжатия — в пределах Западного Копетдага и Западно-Туркменской впадины.

Непосредственно для вопросов геологии нефти и газа изучение дизъюнктивной тектоники с использованием информации космических съемок имеет многоплановый характер. На космических снимках отчетливо выделяются как локальные (в пределах месторождений), так и региональные зоны мега- и мезотрещиноватости, образованные упорядоченными системами однонаправленных линеаментов. Только некоторые из линеаментов, наиболее протяженные и подтверждаемые другими методами, рассматриваются как разломы, в большинстве своем они образованы при растяжении или сжатии без смещения и могут рассматриваться в виде трещин. Образуя зоны повышенной проницаемости для различных флюидов, в том числе и для углеводородов, эти зоны дают принципиально новую информацию о строении месторождения, складки или района, которая другими методами получена быть не может. Отрицательной стороной данного метода является то, что на космических снимках фиксирована приповерхностная ситуация, а аппроксимация ее к уровню продуктивного горизонта или складки требует привлечения геофизических или буровых материалов.

В зонах макро- и мезотрещиноватости создаются условия для вертикальной фильтрации углеводородов, т. е. как для переформирования залежей, так и для их разрушения. Это создает предпосылки для частичного прогноза фазового состояния углеводородов в структуре и для уточнения конфигурации блоковых полей на месторождениях с тектонически экранированными залежами (табл. 9).

Опыт дешифрирования территории месторождений Юго-Западной Туркмении в первом приближении показал, что если они осложнены разломами, выходящими на поверхность, т. е. однозначно дешифрируемыми, то в них содержится в основном нефть, если же «поверхностные» разломы отсутствуют, то — газ (Кызылкум) или газ и нефть (Окарем). При этом для повышения достоверности прогноза фазового состояния углеводородов в залежах совершенно необходимо применение материалов космических съемок в комплексном сочетании с традиционными геолого-геофизическими данными.

ЭФФЕКТИВНОСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДОВ ДИСТАНЦИОННОГО ИЗУЧЕНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Как показано выше, дистанционные — аэрокосмические — методы заняли среди источников геолого-геофизической информации специфическое, свойственное лишь им место; они не заменили собой ранее применявшиеся методы, но значительно повысили эффективность всего комплекса материалов, подлежащих анализу при поисках месторождений нефти и газа.

В зависимости от масштаба проводимых аэрокосмических работ, их целей и задач они разделяются на обзорно-региональные, региональные и детальные.

Обзорно-региональные аэрокосмические исследования выполняются в масштабах 1 : 1 000 000—1 : 2 500 000, охватывая значительные территории. Объектом их является, как правило, нефтегазоносный (или перспективный) бассейн в целом, реже — отдельные его части. Основная цель работ — изучение общих особенностей геологического строения бассейна на основе выявленных взаимосвязей глубинной структуры с ландшафтом и оценка перспектив нефтегазоносности.

Региональные аэрокосмические исследования выполняются обычно в масштабе 1 : 200 000, а в районах со сложным геологическим строением — в масштабе 1 : 100 000. Объектом их изучения является зона нефтегазонакопления как составная часть нефтегазоносного бассейна в пределах отдельных нефтегазоносных провинций. Цель региональных исследований — уточнение строения известных и выявление новых зон нефтегазонакопления, изучение их неотектоники и глубинного строения с выделением первоочередных объектов для постановки последующих нефтегазопоисковых работ.

Многообразие методов применения аэрокосмической информации при поисках нефти и газа позволяет решать с их помощью различные задачи при изучении всех нефтегазоносных и перспективных бассейнов нашей страны.

К настоящему времени по ряду нефтегазоносных провинций получены результаты дистанционных исследований, выполненных в помощь нефтепоисковым работам. Накоплены сведения о проверке геолого-геофизическими методами рекомендаций, составленных по аэрокосмическим данным, которые применялись для целей региональных геолого-геофизических исследований, а также при детальных нефтегазопоисковых работах. Ниже анализируются опубликованные результаты некоторых исследований, проведенных в основном производственными организациями. Следует отметить, что первые результаты были получены по двум весьма различным территориям — Южно-Мангышлакской нефтегазоносной области [Флоренский, 1973] и Днепровско-Припятской газонефтеносной провинции [Гридин, 1966, 1974], но почти одновременно было начато изучение и других нефтегазоносных провинций.

Региональные аэрокосмические исследования проведены в пределах большинства главнейших нефтегазоносных регионов. Проверка результатов регионального аэрокосмического изучения Днепровско-Припятской газонефтеносной провинции последующими геофизическими и буровыми работами в целом подтвердила их эффективность.

Продольные зоны фотоаномалий, выявленные аэрокосмическими работами на моноклинальных склонах и в депрессионных частях, получили подтверждение отдельными пересечениями. В Припятской впадине из 31 зоны аномалий было рекомендовано к проверке 13; отдельными пересечениями проверено 10, подтверждено девять. Из 18 новых зон фотоаномалий, установленных в Днепровско-Донецкой впадине, отдельными пересечениями проверено семь, подтверждено шесть. На востоке Припятской впадины из 87 известных локальных положительных структур только две (2,3%) не получили отображения на снимках. Значительным (более $^2/_3$ диаметра) смещением контуров характеризуются 24 поднятия (27,6% от общего числа известных структур). Удовлетворительное соответствие контуров (смещение от $^1/_3$ до $^2/_3$ диаметра) установлено для 41 структуры (41,1%); 20 поднятий (23%) характеризуются хорошим совпадением (смещение $<^1/_3$ диаметра) контуров.

В объединении «Башнефть» получены новые сведения о геологическом строении юго-восточного склона Южно-Татарского свода и южной части Благовещенской впадины. По линейно ориентированным компонентам ландшафта намечены зоны повышенной трещиноватости, являющиеся индикаторами разрывных нарушений, ограничивающих девонские грабенообразные прогибы и горстовидные поднятия [Гридин, Еременко, 1979]. В Сергеевско-Демском грабенообразном прогибе выделены поперечные зоны

разрывных нарушений, по которым установлены смещения участков прогиба и прилегающих к нему поднятий, расширены площади, перспективные в нефтеносном отношении. К западу от Сергеевско-Демского прогиба по результатам дешифрирования намечены четыре зоны, предположительно соответствующие грабенообразным прогибам; выявлены 62 локальные фотоаномалии. В 1978 г. в пределах северо-восточной периклинали Давлекановской фотоаномалии пробурена скважина, подтвердившая наличие структуры по горизонтам карбона и девона и установившая промышленную нефтеносность кыновских, фаменских и турнейских отложений. Для дальнейших нефтепоисковых работ рекомендованы три зоны и 10 локальных фотоаномалий.

В Прикамье исследованиями объединения «Пермнефть» детализировано неотектоническое районирование, выявлены протяженные зоны фотоаномалий, сопоставляемые с шовными зонами фундамента. На площади 60,4 тыс. км ^{2} прослежено продолжение ряда крупных валов (Васильевского, Кочевского и др.), известных по результатам предшествующих исследований, а также выделены 101 зона и 53 группы фотоаномалий, предположительно сопоставляемых с валообразными структурами, выступами кристаллического фундамента и погребенными рифогенными массивами.

Дешифрирование аэро- и космических снимков, выполненное объединением «Нижневолжскнефть» в пределах Волгоградского Поволжья, позволило наметить системы северо-восточных и северо-западных разрывных нарушений. Установлено, что таким нарушениям соответствуют зоны аномальных плотностей терригенных и карбонатных пород палеозоя, характеризующиеся коллекторами весьма высокой емкости. Это позволяет использовать результаты аэрокосмических работ для прогнозирования зон трещинных коллекторов повышенной емкости, зон поглощения бурового раствора и аномально высокого пластового давления.

Комплексная обработка космических снимков и геофизических материалов дала возможность уточнить разломную тектонику Балтийской синеклизы и прилегающих районов [Артамонов и др., 1978]. На космических снимках этого региона выделено свыше 200 линейных элементов ландшафта, связанных с разрывными нарушениями. Примерно 50% линеаментов совпадают с разломами, известными по данным геолого-геофизических работ, около 25—30% подтверждаются имеющимися материалами при их дополнительной переинтерпретации; обнаруживается примерно столько же новых линеаментов. На космических снимках выявлено соподчинение разрывных нарушений разных порядков. Дифференцированные подвижки фундамента и осадочного чехла обусловили наибольшую концентрацию локальных структур, перспективных на нефть и газ, на пересечениях разломов нескольких направлений.

В пределах Южно-Мангышлакской нефтегазоносной области региональными работами объединения «Мангышлакнефть» прослежены ранее известные и выявлены новые зоны разломов, контролирующие структуры I и II порядков, выделена система субширотных и субмеридиональнах разломов, определяющая блоковое строение изученной территории. Отмечена связь между выделенными по аэрокосмическим данным зонами линеаментов и повышенной трещиноватостью коллекторов в продуктивных пачках триаса [Гридин, Еременко, 1979].

В Ферганской впадине геологи объединения « Узбекнефть» детализировали тектоническое районирование, уточнили положение продольных зон нарушений, выявили закономерную систему поперечных разломов и обусловленную ими неотектоническую зональность. Намечена связь пространственного размещения залежей углеводородов с активностью структурных форм в течение неоген-антропогенового этапа. В пределах Наукатского прогиба и в детальном масштабе на Большой Кыркольской антиклинали детализировано строение зон глубинных и региональных разломов, выявлен ряд новых разрывных нарушений; разломы разделены на три возрастные генерации. Большая Кыркольская антиклиналь рекомендована под глубокое бурение [Гридин, Еременко, 1979]. При изучении южного борта Ферганской впадины на участке Варык — Западный Бурдалык по космическим снимкам выявлено 20 фотоаномалий, из которых 15 соответствуют известным антиклинальным складам. В центральной части впадины выделено 10 аномалий, в том числе одна (Кокандская) в плане соответствует известному поднятию.

В закрытых районах Сурхандарьинской впадины по среднемасштабным космическим снимкам, полученным с космического корабля «Союз-9», выявлено около 40 участков, отождествляемых с локальными положительными структурами, из них 35 совпадают со структурами, известными по результатам предшествующих работ, а пять установлены впервые [Амурский, Тевелев, 1978].

При дешифрировании снимков Северо-Западного Кавказа и Западно-Кубанской

депрессии, полученных с орбитальной станции «Салют-4» [Румянцева, 1978], установлено, что большинство региональных структурных элементов изученной территории находят отражение на материалах космического фотографирования.

В Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции установлена система линейно ориентированных фотоаномалий, сопоставляемых с флексурно-разрывными зонами. На отдельных участках результаты дистанционных методов исследований подтверждены профилями МОГТ по продуктивным горизонтам. Предполагаемые флексурно-разрывные зоны разделяют значительные по размерам блоки, отличающиеся разнонаправленными движениями на неотектоническом этапе геологического развития и различными амплитудами вертикальных перемещений. Намечена закономерная связь размещения залежей углеводородов с особенностями неотектонических движений [Гридин, Еременко, 1979]. На Южно-Сургутском участке крупные зоны флексурно-разрывных нарушений являются границами литолого-фациальных комплексов, что позволяет уточнить нефтегазогеологическое районирование и обосновать перераспределение объемов и сроков выполнения поисковых работ. Результаты структурного дешифрирования обеспечивают также более рациональное размещение (в ряде случаев сокращение) сети точек наблюдений и профилей последующих геолого-геофизических работ.

Отчетным масштабом детальных аэрокосмических работ обычно принимается масштаб 1 : 50 000, а в районах сложного строения — 1 : 25 000. Детальные работы выполняются в пределах нефтегазодобывающих районов как на поисковом, так и на разведочном этапе. Объектом их изучения служит локальная структура или ее часть. Целью детальных исследований является уточнение строения известных и выявление новых перспективных на нефть и газ площадей (поисковых объектов) и подготовка их к детальным сейсморазведочным работам. Сопоставление результатов аэрокосмических и последующих геофизических и буровых работ позволяет установить, что данные детальных, как и региональных, аэрокосмических исследований также подтверждаются последующими геологоразведочными работами.

Еще в 1968—1970 гг. в Припятской впадине в результате аэрокосмических исследований на пологих моноклинальных крыльях известных зон поднятий были намечены фотоаномалии, сопоставляемые со структурными осложнениями по глубоко погруженным горизонтам. Аналогичные цепочки аномалий были выявлены на соседних площадях, а затем на северо-западе Днепровско-Донецкой впадины. Предполагалось, что амплитуды структурных осложнений сравнительно малы. В 1974—1975 гг. с учетом аэрокосмических данных на этих осложнениях в пределах северных крыльев Речицкого и Золотухинского поднятий пробурены три скважины. Скв. 200 и 201 Демеховской площади установлено наличие структурного осложнения. В скв. 25 Золотухинской площади из подсолевых отложений получен приток нефти. Эти материалы подтвердили перспективность нового направления нефтепоисковых работ в Припятской впадине — изучения и опоискования пологих крыльев зон поднятий.

Внедрение более совершенных модификаций сейсморазведочных работ (МОГТ и др.) обеспечило переход к выявлению и картированию малоамплитудных структурных осложнений на моноклинальных крыльях зон поднятий. В 1976 г. такое осложнение было намечено сейсморазведкой, а в 1977—1978 гг. уточнено и детализировано по подсолевым и межсолевым отложениям в пределах Дубровской площади, расположенной на северном склоне Речицко-Вишанской зоны поднятий (см рис. 152). В плане Дубровская структура совпала с Будка-Шибенской фотоаномалией, выявленной в 1968—1972 гг. Буровыми работами в 1977—1980 гг. подтверждены межсолевая и подсолевая структуры. Обобщение полученных материалов позволило сотрудникам тематической партии объединения «Белоруснефть» В. Н. Бескопыльному, О. Д. Якубсону, В. А. Синельникову и другим сделать в 1980 г. вывод о наличии новой — Дубровской зоны поднятий, субпараллельной Речицко-Вишанской. В пределах этой зоны открыто месторождение с залежами в межсолевом и подсолевом комплексах, доказано существование задонских органогенных построек. Проведенными работами доказана перспективность поисков залежей нефти в малоамплитудных ловушках на склонах региональных зон поднятий.

Значительную помощь оказывают детальные аэрокосмические исследования при структурном обосновании заложения поисковых скважин и при наличии достаточно уверенных данных сейсморазведки. В практической работе объединений «Белоруснефть» и «Укрнефть» тщательно сопоставляются геологические, геофизические и аэрокосмические данные по контурам каждой из вводимых в бурение площадей. Решаются вопросы не только целесообразности бурения на данном участке, но и конкретного местоположения скважин в его пределах. В зависимости от расположения выявленных дистанцион-

ными методами разрывных нарушений и их зон, очертаний локальных поднятий и их блоков корректируется и уточняется местоположение каждой из планируемых скважин.

Результативность детальных аэрокосмических исследований иллюстрируется также на примере одной из площадей северо-запада Днепровско-Донецкой газонефтеносной области. Сопоставление результатов аэрокосмических, предшествующих и последующих геолого-геофизических работ по этому участку приведено на рис. 154. Площадь включает два месторождения нефти и газа. Длительное время здесь комплексом геолого-геофизических работ новых объектов, перспективных для поисков месторождений углеводородов, не выявлялось. Предшествующими геолого-геофизическими работами здесь установлено 13 локальных структур, в той или иной степени перспективных в нефтепоисковом отношении. Аэрокосмическими исследованиями, выполненными в 1973 г., выявлены фотоаномалии, сопоставляемые с указанными поисковыми объектами, и дополнительно намечено 18 фотоаномалий. Последующими геолого-геофизическими работами проверено 11 аномалий; 10 подтверждены в качестве поисковых объектов в каменноугольных отложениях. Параметрическое и поисковое бурение проводилось в пределах Белоусовской, Светличной, Остаповской, Озерянской-II и Горобиевской фотоаномалий (см. рис. 154). На Белоусовской и Светличной аномалиях открыты месторождения газоконденсата и нефти, которые введены в разведку. В пределах Остаповской фотоаномалии выявлена новая залежь углеводородов. На Озерянской-II аномалии в параметрической скважине получены притоки газа и керн с нефтью. Четыре площади, предложенные по аэрокосмическим данным, включены в план бурения.

На Белоусовской аномалии выявлены залежи неантиклинального типа. По результатам предшествующих и последующих сейсморазведочных работ в нижнекаменноугольных отложениях здесь отмечается пологая седловина между Гнединцевским поднятием на северо-западе и Чернухинским на юго-востоке. В итоге аэрокосмических исследований 1973 г. здесь была выявлена фотоаномалия, сопоставляемая с северо-западной периклиналью Чернухинского поднятия и отсеченная от него зоной поперечных (северо-восточного простирания) разрывных нарушений. Сопоставление, анализ и комплексная обработка имеющихся материалов аэрокосмических, геолого-геофизических, геохимических и структурно-геоморфологических работ позволили объединению «Укрнефть» выделить эту площадь в качестве перспективной и заслуживающей первоочередной проверки буровыми работами. Заложенная в ее пределах параметрическая скважина 110 в 1976 г. вскрыла газоконденсатную залежь. Последующее бурение поисковых скважин подтвердило наличие многопластовой залежи. Открытие залежи неантиклинального типа является началом нового направления, которое позволяет существенно расширить перспективные площади и повысить потенциал нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины в целом. Пример Белоусовского месторождения показателен в отношении оценки возможностей использования детальных аэрокосмических исследований в комплексе с традиционными геолого-геофизическими работами в районах развитой нефтедобычи.

Сопоставление результатов аэрокосмических и последующих геолого-геофизических исследований в пределах рассматриваемой площади свидетельствует о том, что даже в районах значительной (хотя и неравномерной) изученности буровыми и геофизическими работами комплексирование дистанционных и традиционных методов позволяет получить новые сведения о глубинном строении, на их базе уточнить известные и выявить новые нефтепоисковые объекты с достаточно высокой степенью достоверности. Коэффициент подтверждаемости фотоаномалий как локальных нефтепоисковых объектов последующими геолого-геофизическими работами, судя по результатам работ в Днепровско-Припятской провинции, достигает 0,8—0,9. Всего в пределах этой провинции аэрокосмическими исследованиями выявлены 324 локальные аномалии: рекомендовано под проверку в качестве первоочередных 128 аномалий, проверено 54, подтверждено 44. В итоге поисково-разведочных работ на проверенных фотоаномалиях выявлены четыре месторождения и на шести площадях получены притоки нефти и газа. 13 площадей, рекомендованных по аэрокосмическим данным, введены или включены в план бурения.

Детальными работами объединения «Пермнефть» в Соликамской впадине вблизи известных месторождений нефти выявлено 36 фотоаномалий, в зоне сочленения Верхнепечорской и Соликамской впадин — 57 аномалий, из которых 34 соответствуют поднятиям, известным по результатам геофизических и буровых работ, а 23 выявлены впервые; в качестве первоочередных рекомендовано для проверки 14 аномалий. Аэрогеологическими методами детализировано Колвинское поднятие, намеченное ранее геологической съемкой, которое включено в фонд структур, подготовленных для поискового бурения.

На границе Соликамской депрессии и Предтиманского прогиба на трех аномалиях (Кубаринской, Верхнеелвинской и Знаменской), рекомендованных по аэрогеологическим данным для структурного бурения, в 1978 г. были обнаружены локальные поднятия по маркирующим горизонтам нижней перми. Ошьинское газовое месторождение (южная центриклиналь Верхнепечорской депрессии) открыто в пределах ранее выделенной фотоаномалии.

Во внешних впадинах Среднеуральского краевого прогиба, в Верхнепечорской впадине и Западно-Уральской зоне складчатости, по данным Ю. А. Ильиных, аэрогеологическими исследованиями выявлено, намечено и детализировано более 150 аномалий, сопоставляемых с локальными пликативными структурами; 20 аномалий, рекомендованных к дальнейшим исследованиям, подтверждено сейсморазведкой и глубоким бурением. В пределах Кисловской, Искровской, Федорцовской аномалий в Соликамской впадине, Алтынной аномалии на Уфимском плато получены промышленные притоки нефти и газа из каменноугольных отложений.

В результате детальных аэрокосмических исследований на площадях Нижнедобринско-Коробковской зоны развития верхнефранских рифов, расположенной на западном борту Уметовско-Линевской депрессии (Приволжская моноклиналь), в 1978—1979 гг. выявлены 53 аномалии, предположительно сопоставляемые с рифами [Мокиенко и др., 1981]. Семь из них расположены над известными рифовыми телами, еще 10 в той или иной мере совпадают с рифами, установленными по результатам сейсморазведки. Остальные нуждаются в проверке.

Детальное дешифрирование материалов дистанционного зондирования, выполненное в комплексе с количественным учетом новейших тектонических движений, со структурно-геоморфологическими исследованиями и с использованием геолого-геофизических данных, позволило достаточно уверенно прогнозировать глубинное строение платформенного чехла Приволжской моноклинали [Махонин, 1981].

Аэрокосмическими работами управления «Запсибнефтегеофизика» в Среднем Приобье выявлены 142 фотоаномалии, из которых 73 совпадают с известными по геолого-геофизическим данным поднятиями, а 69 намечены впервые. На среднемасштабных снимках в ряде случаев удается очертить контур фотоаномалии, соответствующий или близкий к контуру локального поднятия. Примером может служить Майское поднятие, в пределах которого достоверность результатов аэрокосмических исследований подтверждена бурением. На Сургутском и Нижневартовском участках большинство известных нефтегазоносных структур нашли отображение на материалах специализированной фотосъемки. Дополнительно намечено 12 аномалий, предположительно сопоставляемых с локальными структурами. Две из них рекомендованы для проведения детальных сейсморазведочных работ [Гридин, Еременко, 1979].

Таким образом, дистанционные методы стали новым эффективным средством изучения нефтегазоносных территорий. Они обеспечивают получение новых сведений о неотектонике и глубинном строении, рационализируют нефтегазопоисковые работы и позволяют рекомендовать для их проведения не только новые направления, но и конкретные поисковые объекты. Результаты аэрокосмических исследований применяются на всех этапах и стадиях геологоразведочного процесса: при обзорно-региональных и региональных работах, при детальных поисках и разведке месторождений нефти и газа, а в ряде случаев — и при их эксплуатации. Проверка аэрокосмических данных последующими геофизическими и буровыми работами показала достаточно высокую степень их достоверности и позволила выявить ряд новых месторождений и проявлений нефти и газа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные исследования существенно пополнили методические основы геологического применения космической информации. Важнейшим результатом представляется систематическое изложение на конкретных примерах основных направлений использования космических изображений в геологической теории и практике. Разработаны методологические основы геологического дешифрирования и интерпретации космических снимков, общая стратегия и конкретные способы применения инструментальной техники и вычислительных средств в дистанционных геологических исследованиях, методика корреляции результатов дешифрирования с другими видами геолого-геофизической информации, принципы и приемы использования дистанционных средств при прогнозе и поиске полезных ископаемых, при изучении и прогнозировании современных геологических процессов. Показано место космической информации среди других инструментов и методов геологических исследований.

Среди конкретных методических достижений отметим следующие.

1. Показаны пути использования разных видов съемки (разрешающая способность, спектральные диапазоны, время суток и года), оптимальных для структурно-геологических исследований, изучения магматизма и глубинного строения литосферы, прогноза и поисков рудных и нефтегазовых месторождений в разных ландшафтных условиях.

2. Разработаны способы использования космической информации в изучении глубинного строения, тектонической делимости и расслоенности литосферы.

3. Разработаны приемы распознавания на аэрокосмических снимках активных тектонических нарушений разных типов; показана возможность использования полученных данных для долгосрочного сейсмического прогноза; разработаны принципы ландшафтной индикации медленных современных движений в платформенных областях.

4. Разработаны приемы дистанционной диагностики: разрывов и разрывно-складчатых структур различных типов, плутонических массивов разного петрохимического состава и разной металлогенической специализации, разломов и линейных зон деформаций, скрытых на глубине, линейных и очаговых (кольцевых и круговых) рудоконтролирующих структур.

5. Показано применение космической информации при поисках нефтегазоносных структур, изучении структурного положения и строения рудных полей и месторождений.

6. Намечены пути прямого поиска нефтяных и сульфидных месторождений методами тепловой съемки и лидарной спектроскопии.

Главным научным результатом выполненных исследований является возможность использования космических изображений для изучения глубинного строения литосферы континентов. Это особенно важно потому, что континентальная литосфера — основной источник минеральных и энергетических ресурсов человечества.

Применение космических снимков в этой области многоаспектно. Во-первых, на космических снимках, особенно детальных, обнаруживается новая информация о морфологии и пространственных соотношениях геологических структур земной поверхности, что может быть использовано для выяснения структурно-кинематических закономерностей крупных объемов литосферы. Особого внимания заслуживают самые молодые — четвертичные структуры, доступные для изучения с помощью космических снимков на

всей поверхности континентов и потому представляющие собой тот временно́й интервал, для которого может быть построена глобальная тектоническая модель литосферы, необходимая для понимания пространственных и генетических структурных соотношений геологического прошлого.

Во-вторых, космические снимки позволяют обнаруживать, диагностировать и типизировать плутонические массивы и вулканические образования, обусловленные глубинными процессами.

Наконец, изучение разномасштабных космических снимков помогает определить черты неотектонического строения литосферы на разных ее уровнях, поскольку, чем выше степень генерализации изображения, тем более глубинные новейшие образования находят на нем свое отражение. Отсюда следует возможность сопоставлять структуры разных глубин, выявлять их сходство и различие, т. е. определять неотектоническое строение литосферы во всем ее объеме. Важным результатом такого анализа явилось обнаружение структурной дисгармонии в разрезах орогенических поясов, свидетельствующей о дифференцированности движений на разных уровнях литосферы, т. е. о ее тектонической расслоенности.

Говоря о том, что космические снимки помогают изучать глубинное строение литосферы, мы должны иметь в виду, что они служат лишь одним из источников информации наряду с данными структурной геологии, фациального и формационного анализа, петрологии, сейсмологии и геофизики. Лишь комплексное применение этих данных и методов исследования позволяет избавиться от одностороннего подхода к проблеме. Иными словами, в разработке проблемы и ее отдельных аспектов космические изображения являются мощным инструментом, не подменяющим, а дополняющим применение других методов и средств исследования.

Среди элементов глубинного строения литосферы наиболее изучены с помощью космических снимков линеаменты и кольцевые структуры. Линеамент — не синоним разлома, хотя отчасти объемы этих понятий совпадают. Значительная группа линеаментов не выражена разломами на поверхности, но является ландшафтным отражением латеральной делимости литосферы, зон трещиноватости, тектонических деформаций и нарушений, наиболее активных на тех или иных глубинных уровнях литосферы и слабо, а иногда лишь косвенно проявленных выше по разрезу вплоть до поверхности. Кольцевые и круговые структуры полигенны. Форма многих из них определяется вулканическими постройками, плутоническими комплексами и связанными с ними деформациями вмещающих пород. Некоторые структуры могут рассматриваться как глубинные диапиры.

Выполненные с помощью материалов космических съемок структурно-геологические исследования, изучение глубинного строения литосферы, в частности ее тектонической расслоенности, позволяют по-новому подойти к прогнозу сейсмичности, металлогении и нефтегазоносности территорий, к поиску структурных признаков месторождений рудных ископаемых, нефти, газа и подземных вод.

Объектами дистанционных методов изучения при металлогенических и прогнозных нефтегазопоисковых исследованиях являются геологические образования разных рангов: нефтегазоносные провинции, структурно-фациальные зоны, ареалы магматических пород и отдельные массивы, зоны разломов и, как их элементы, линейные рудоконцентрирующие структуры, узлы сочленения разломов и линеаментов разной глубины заложения, дайковые пояса, рудоконцентрирующие зоны очагового типа, выраженные круговыми и кольцевыми структурами, и т. п. Для их изучения дешифрируются и сопоставляются снимки разных масштабов. Дешифровочные признаки объектов в значительной мере зависят от ландшафтных условий региона.

При крупномасштабных исследованиях закономерностей размещений полезных ископаемых первоочередное значение имеет выявление структурно-геологических элементов контроля оруденения и концентрации нефти и газа, локальных рудоносных и нефтегазоносных структур. Объектами дистанционного изучения являются локальные структуры: складки, разрывы и зоны разрывов, блоки, вулкано-тектонические депрессии, интрузивные тела и связанные с ними нарушения вмещающих пород, зоны гидротермально измененных пород, литолого-стратиграфические комплексы. При распознавании указанных образований важная роль принадлежит материалам многозональных космических съемок относительно высокого разрешения и спектральным характеристикам объектов. Большое значение имеют их косвенные признаки: особенности геометрии и распределения эрозионной сети, почвенно-растительного покрова.

В итоге выполненной работы наиболее перспективными представляются следующие

направления дальнейшего применения аэрокосмической информации при фундаментальных геологических исследованиях.

1. Определение морфологии, пространственно-генетических соотношений и ранговой соподчиненности структурных зон и крупных структур земной коры; исследование тектонической природы линеаментов и кольцевых образований.

2. Изучение новейших и молодых структур земной коры, их пространственных соотношений в пределах континентов и шельфа, связи с ними явления современного и новейшего осадконакопления и вулканизма.

3. Исследование современного глубинного строения земной коры и ее проницаемости, соотношений разноглубинных новейших структур и тектонической расслоенности литосферы на современном этапе ее развития, что найдет применение при создании объемной модели современного строения, кинематики и динамики литосферы.

4. Анализ тектонических закономерностей размещения рудных и нефтегазовых провинций, районов и структур; разработка методов глубинного (объемного) картирования рудоносных и нефтегазоносных объектов разных рангов, обнаружения скрытого оруденения и прямого поиска нефтегазовых и некоторых рудных месторождений по связанным с ними тепловым и геохимическим аномалиям.

Общими для всех перечисленных направлений дистанционных исследований являются задачи создания спектрально-структурных образов геологических объектов в разных ландшафтных условиях и при разной выраженности на земной поверхности, совершенствования методов корреляции результатов аэрокосмических съемок и измерений с другими видами геологической информации в целях комплексной интерпретации данных

Важнейшие направления практического применения этих исследований следующие: а) улучшение и удешевление геологического, структурного и тектонического картирования; б) обоснование выбора оптимальных трасс и участков геофизических исследований; в) долгосрочный прогноз стихийных геологических явлений: землетрясений, извержений вулканов, обвалов, селей, оползней, эрозии поверхности и аккумуляции; разработка методов использования многократных дистанционных съемок для текущего сейсмического и вулканического прогноза; выработка на этой основе рекомендаций о возможности и особенности строительства и землепользования на изучаемой территории; г) металлогенический прогноз, выделение и уточнение рудных районов, полей и структур; д) прогноз нефтегазоносности, выделение новых регионов и структур, перспективных для поисков нефти и газа.

Итак, применение космических съемок и измерений не заменяет наземных геологических, геофизических и геохимических исследований, а дополняет их, раскрывая или подчеркивая новые аспекты геологических явлений и образований. Использование космической информации становится продуктивным лишь в комплексе с этими исследованиями.

Применение космической информации в геологии имеет свою специфику. Если для решения метеорологических, сельскохозяйственных и многих географических задач необходимы периодически повторяющиеся съемки и измерения, то для большинства геологических задач (кроме изучения современных геологических процессов) достаточны одноразовые съемки, выполненные в разное время, в разных масштабах и в разных спектральных диапазонах. Тем не менее использование космической информации в геологии требует преодоления некоторых трудностей и недостатков, в той или иной мере сказывающихся на развитии и других областей применения данных дистанционного зондирования.

Одна из таких трудностей — недостатки технических средств получения информации Так, многозональными космическими съемками высокого разрешения (типа съемок, выполняемых камерами МКФ-6 и МКФ-6М) недостаточно охвачены высокие широты, хотя опыт полета пилотируемого корабля «Союз-22» показал, что такие съемки возможны [«Союз-22». ., 1980]. Среди специальных видов съемки требует ускоренного развития тепловая съемка высокого температурного и пространственного разрешения и лидарная спектроскопия, необходимая для выявления активных глубинных структур, месторождений нефти, газа и некоторых руд по связанным с ними тепловым, геохимическим и газовым аномалиям

Для дистанционной диагностики горных пород и образованных ими литолого-стратиграфических и магматических комплексов важны их спектральные характеристики. Необходимы унифицированная аппаратура и методика спектральных измерений и накопление банка данных о наземном и дистанционном спектрометрировании различных

геологических образований в разных ландшафтных условиях и с разной степенью их генерализации.

Еще больше актуальных задач в области обработки данных дистанционных съемок и измерений. Большой объем аэрокосмической информации требует создания и внедрения системы ее инструментальной и автоматической обработки на уровнях как выявления интересующих образований, так и их сопоставления с геологическими, геофизическими и геохимическими данными и конечной комплексной интерпретации Для этого необходима сеть обрабатывающих звеньев — от немногочисленных крупных и разносторонне оснащенных научно-методических центров до пунктов обработки в научных производственных организациях. Такие пункты должны быть оснащены мини-ЭВМ, устройствами ввода и вывода видеоинформации, дисплеями и другим необходимым периферийным оборудованием.

Не меньшее, а может быть и большее, значение, нежели техническое обеспечение, имеет проблема кадров. По-настоящему эффективным в научном и производственном отношениях использование космической информации станет лишь тогда, когда в этой работе будут участвовать не только специализированные организации и подразделения, но и все геологи, изучающие достаточно крупные природные объекты. Это требует надлежащей подготовки геологов, не только методической, но и психологической. Необходимо совершенствовать преподавание методики космических исследований в геологических высших учебных заведениях, может быть, ввести в некоторых из них особую специализацию, активизировать работу семинаров и школ распространения опыта, пропагандировать результаты применения космической информации на широких геологических совещаниях. Многое в этом отношении уже делается, но много работы еще впереди.

ЛИТЕРАТУРА

Абрикосов И. Х., Гридин В. И., Кожевников И. Н. Опыт использования аэрогеологических методов при нефтепоисковых работах (на примере Припятской впадины): Темат. науч.-техн. обзор. М.: ВНИИОЭНГ, 1974. 64 с.

Абрикосов И. Х., Кожевников И. Н., Гридин В. И. Применение аэро- и космических исследований при поисках месторождений. нефти и газа за рубежом: Темат. науч.-техн. обзор. М.: ВНИИОЭНГ, 1975. 88 с.

Абросимов И. К., Богородский С. М., Востокова Е. А. Ландшафтные взаимосвязи и их использование при дешифрировании материалов аэро- и космических съемок для изучения глубинного строения западной части Туранской плиты. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1974, т. 2, с. 59—71.

Аванесов В. Г. Тектоника палеоген-мезозойского комплекса отложений центральной части междуречья Куры и Иори по новейшим сейсмическим данным в связи с нефтегазоносностью. — Азерб. нефт. хоз-во, 1980, № 9, с. 15—20.

Агамирзоев Р. А. К сейсмическому районированию Азербайджана. — В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР. М.: Наука, 1976, с. 31—41.

Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г. Разломная тектоника Белоруссии и смежных районов. — В кн.: Разломы Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1974, с. 17—24.

Айзерман М. А., Браверман Э. М., Розонэр Л. И. Экстраполяционные задачи автоматического регулирования и метод потенциальных функций. — Тр. III Всесоюз. совещ. по автоматизир. управлению и технике: Кибернетика. М.: Наука, 1967, т. 2. Самонастраивающиеся системы, распознавание образов. Релейные устройства и конечные автоматы, с. 154—162.

Акимова Е. В., Берлянт А. М., Волчанская И. К. Анализ тектонической трещиноватости по картографическим и аэрокосмическим материалам. — Сов. геология, 1976, № 7, с. 140—145.

Алиев А. А. Региональная трещиноватость Памира и ее металлогеническое значение. — Докл. АН СССР, 1980а, т. 250, № 4, с. 916—919.

Алиев А. А. Узлы длительной эндогенной активности Южного Памира. — Сов. геология, 1980б, № 1, с. 85—92.

Амантов В. А. Тектоника и формация Забайкалья и Северной Монголии. Л.: Недра, 1975. 223 с.

Амосов И. И., Горшков В. И., Гречишников Н. П. Палеотемпературы преобразования нефтегазоносных отложений. М.: Наука, 1980. 112 с.

Амурский Г. И., Тевелев А. В. Методические вопросы дешифрирования космических снимков Юго-Западного Гиссара и Сурхандарьинской впадины. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 10, с. 62—67.

Анализ космических снимков при тектономагматических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1979. 164 с.

Ананьева Е. М., Дорофеев Б. Ф. Элементы геологического строения восточного склона Урала по геофизическим данным. — Тр. Свердл. горн. ин-та, 1963, вып. 43, с. 33—41.

Ананьева Е. М., Дорофеев Б. В., Кейльман Г. А., Горонович Е. Б. Геофизическая характеристика гранитоидных комплексов Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1971, с. 30—44. (Тр. 2-го Урал. петрогр. совещ.; Т. 4).

Ананьин И. В. Об оценке величины сейсмической активности и максимально возможной энергии землетрясения в отдельных сейсмогенных зонах Кавказа. — В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М.: ВНИИГеофизика, 1973, с. 91—94.

Ананьин И. В. Сейсмогенность Северного Кавказа. М.: Наука, 1977. 148 с.

Ананьин И. В., Курбанов М. К., Мурадов Ч. М., Рахимов А. Р. Прогноз места разрушительного землетрясения в Предкопетдагской зоне разломов.— Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1981, № 10, с. 5—10.

Ананьин И. В., Трифонов В. Г. Сопоставление сейсмичности с элементами дешифрирования космических изображений. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1976, т. 5, с. 11—17.

Антонов П. Л. Некоторые результаты исследований по молекулярной миграции углеводородных газов в горных городах. — В кн.:

Проблемы геохимических поисков нефтяных и газовых месторождений и вопросы ядерной геологии. М.: Недра, 1968, с. 132—153.

Антощенко-Оленьев И. В. Кайнозой Джидинского района Забайкалья. М.: Наука, 1975. 126 с.

Апрелков С. Е., Ежов Б. В. Тектоническое строение Центрально-Камчатского вулканического пояса и некоторые особенности локализации оруденения. — Геология и геофизика, 1978, № 12, с. 125—129.

Арабаджи М.С., Васильев Ю. М., Гальянова Т. И. и др. Глубинное строение восточной части Прикаспийской впадины в связи с перспективами нефтегазоносности. М.: Наука, 1971. 272 с.

Арапов В. А. Кольцевые вулкано-плутонические структуры Чаткало-Кураминского региона. — В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский: Дальневост. кн. изд-во, 1964, с. 199—201.

Арган Э. Тектоника Азии. М.; Л.: ОНТИ, 1935. 192 с.

Аргентов В. В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976.

Аристархова Л. Б. Морфометрический анализ топографических карт Прикаспийской впадины в связи с изучением ее тектонической структуры. — В кн.: Поиски нефти и газа в солянокупольных областях. М.: Недра, 1970, с. 36—43.

Артамонов М. А., Богородский С. М. Особенности проявления локальных поднятий и региональных разломов плато Устюрт и Мангышлака на высотных аэро- и космических снимках. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 12, с. 67—72.

Артамонов М. А., Богородский С. М., Шеремет О. Г. Некоторые вопросы методики комплексной интерпретации аэрокосмической информации и геофизических полей при изучении структуры закрытых регионов (на примере Туранской плиты). — Исслед. Земли из космоса, 1980, № 6, с. 65—75.

Артамонов М. А., Востоков Е. Н., Шеремет О. Г. Разломная тектоника Балтийской синеклизы и прилегающих территорий по космическим и геолого-геофизическим данным — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 10, с. 141—146.

Артамонов М. А., Исаев Е. Н., Яковлев Н. А. Геолого-геофизическое истолкование фотоаномалий разновысотных аэро- и космических снимков. — Сов. геология, 1971, № 9, с. 5—15.

Артамонов М. А., Шеремет О. Г., Богородский С. М., Бушинский В. Г. Структурно-тектоническое районирование закрытых территорий на основе комплексного анализа результатов дешифрирования аэро- и космических снимков и интерпретации магнитного и гравитационного полей (на примере Восточного Устюрта): Экспресс-информация. М.: ВИЭМС, 1977. 48 с. (Общая и региональная геология, геологическое картирование; № 8).

Артемов В. Г., Башаринов А. Е., Бородин Л. Ф. и др. Измерения СВЧ-излучения земных покровов с борта самолета в зонах загорания лесных массивов и торфяных болот. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геоботаника, почвоведение, гидрология. М.: ВИНИТИ, 1974, т. 3, с. 75—77.

Артемьев М. Е., Балавадзе Б. К. Изостазия Кавказа. — Геотектоника, 1973, № 6, с. 20—23.

Астахов В. И., Ероменко В. Я. Геологическая информативность телевизионных космических снимков закрытых районов (на примере Приенисейской Сибири). — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1974, т. 2, с. 72—77.

Астахов В. И., Ероменко В. Я. Новейший структурный план и рельеф Западной Сибири по данным телевизионной космической съемки. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1976, т. 5, с. 242—245.

Астахов В. И., Ероменко В. Я. Методика геологического дешифрирования телевизионных космических снимков (на примере платформенных областей Сибири). — В кн.: Применение дистанционных методов при геологических исследованиях. Л.: ВСЕГЕИ, 1978, с. 5—38.

Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны: (Рельеф дна. Тектоника. Геоморфология. Толщина земной коры до поверхности Мохоровичича. Атмосферная циркуляция). М.: МО, ВМФ, 1977.

Атлас палеотектонических и структурно-формационных карт палеозоя юго-западного Алтая / Гл. ред. М. В. Муратов. М.: Аэрогеология, 1978.

Атлас Таджикской ССР. Душанбе; Москва: ГУГК, 1968.

Афанасов М. Н. Дайковый комплекс в активизированной части Становой складчатой области. — В кн.: Закономерности структуры литосферы. Л., 1969, с. 109—114. (Зап. Ленингр. горн. ин-та; Т. 8, вып. 2).

Афанасьев Н. Ф., Теосьев А. В. Системный подход к исследованию процесса дистанционного изучения геологических объектов. — В кн.: Применение новых видов аэросъемок при геологических исследованиях. Л.: ВСЕГЕИЛАЭМ, 1976, с. 106—118.

Афанасьева Н. С., Буш В. А., Кац Я. Г. и др. Особенности структуры Средиземноморского пояса по данным дешифрирования космических снимков. — В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 123—132.

Ашимор П. А. Катализ и ингибирование химических реакций. М.: Мир, 1966. 240 с.

Аэрометоды геологических исследований. Л.: Недра, 1971. 704 с.

Бабкин П. В., Литовченко З. И. Использование материалов радиолокационной аэросъемки.— Сов. геология, 1976, № 10, с. 120—128.

Байков А. И. Магматизм и оруденение центров позднемелового вулканизма Центральной Камчатки: Автореф. дис.... канд. геол.-минерал. наук. Владивосток, 1970. 22 с.

Бакиров А. А. Современные представления о геологическом строении кристаллического фундамента Русской платформы. — Тр. Акад. нефт. пром-сти, 1954, вып. 1, с. 5—71.

Бакиров А. А. Геологические основы прогнозирования нефтегазоносности недр. М.: Недра, 1973. 344 с.

Бакиров А. А. Геологические принципы районирования нефтегазоносных территорий. — В кн.: Принципы нефтегеологического районирования в связи с прогнозированием нефтегазоносности недр. М.: Недра, 1976а, с. 16—52.

Бакиров А. А. Теоретические основы и методы поисков и разведки скоплений нефти и газа. М.: Недра, 1976б. 416 с.

Баскина В. А. Магматизм зон концентрации крупных рудных месторождений. — В кн.:

Магматизм и полезные ископаемые. М.: Наука, 1975, с. 25—42.

Батурина Е. Е. Глубинные разломы — главные рудоконтролирующие структуры Западно-Забайкальской редкометальной провинции. В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1976, т. 7, с. 263.

Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Г. Определение геофизических параметров по измерениям теплового излучения на ИСЗ «Космос-243». — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 6, с. 1154—1156.

Башилова И. И., Еремин В. К., Махин Г. В. Некоторые результаты применения телевизионных изображений Земли, сделанных из ближнего космоса, для изучения региональных геологических структур. — Сов. геология, 1972, № 1, с. 6—13.

Башилова И. И., Еремин В. К., Махин Г. В. Космические телевизионные снимки как средство тектонического районирования крупных территорий и прогнозирования полезных ископаемых. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1973, с. 102—110.

Белеловский М. Л. Некоторые черты глубинной тектоники Таджикской депрессии по геофизическим данным. — В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1964, с. 25—35.

Беличенко В. Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.

Беллавин О. В. Некоторые результаты применения гравиметрии при изучении гранитных массивов на Среднем Урале. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1971, с. 45—53. (Тр. 2-го Урал. петрогр. совещ.; Т. 4).

Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.

Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 172 с.

Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М:. Наука, 1978. 214 с.

Беляевский Н. А., Борисов А. А. Структура и мощность земной коры СССР. — В кн.: Структура фундамента платформенных областей СССР. М.: Наука, 1974, с. 381—393.

Береговой Г. Т., Киенко Ю. П. Изучение природных ресурсов Земли методами дистанционного зондирования. — Геодезия и картография, 1977, № 4.

Берзинь Л. Э., Болотов Л. М., Брангулис А. П. и др. Разломы фундамента и нижнего структурного яруса чехла территории Латвии. — В кн.: Разломы Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1974, с. 32—46.

Берзинь Л. Э., Востоков Е. Н., Конев С В. Строение акваториальной части Балтийской синеклизы. — В кн.: Региональная тектоника Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1977, с. 41—48.

Бескровный Н. С., Гемп С. Д., Шварц Т. В. Глубиные разломы Западной Туркмении и их роль в формировании нефтяных залежей. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 106 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 210).

Бирюлин В. П., Голубев О. А., Миронов В. Д. и др. Геохимические поиски газонефтяных залежей методом дистанционной лазерной спектрометрии метана в приземном воздухе. — Геология нефти и газа, 1979, № 4, с. 27—31.

Бобович Я. С. Дистанционная спектроскопия спонтанного комбинационного рассеянного света. — Журн. прикл. спектроскопии, 1974, т. 21, № 3, с. 560—573.

Богданов Ю. Б. Корреляция разрезов досреднепротерозойских образований в восточной части Балтийского щита. — В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 85—89.

Богданов Ю. Б., Былинский Р. В , Глебовицкий В. А., Доливо-Добровольский А. В. Главный Беломорский глубинный разлом. — Геотектоника, 1980, № 3, с. 15—22.

Богданов Ю. Б., Воинов А. С., Доливо-Добровольский А. В. Блоковые структуры в истории геологического развития Балтийского щита. — В кн.: Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980, с. 120—129.

Богданов Ю. Б., Доливо-Добровольский А. В., Леманов Е. В. Роль космических снимков при определении движений блоков земной коры. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1976, т. 5, с 148—160.

Богданова С. В., Лапинская Т. А., Подоба Н. В. Петрофизическая характеристика фундамента. — В кн.: Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами. М.: Недра, 1971, с. 68—84.

Богомолов Л. А. Дешифрирование аэроснимков. М.: Недра, 1976, 144 с.

Богородский С. М., Буклин В. В., Козлов В. А., Соловьева Л. И. Некоторые вопросы методики использования космических снимков (по результатам работ на комплексных геологических полигонах). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 10, с. 73—80.

Богородский С. М., Гаврилов В. П., Кирюхин Л. Г. и др. Строение Туранской плиты по данным комплексной интерпретации геолого-геофизических и космогеологических исследований. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 7, с. 97—111.

Богородский С. М., Соловьева Л. И. Анализ геологической структуры Мангышлак-Устюртского региона по материалам разномасштабных аэро- и космических съемок. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1976, т. 5, с. 168—183.

Боев Н. И., Гордиенко В. В., Кутас Р. И. Об аномалиях теплового потока на месторождениях сульфидов. — Геофиз. сб., 1977, вып. 79, с. 73—77.

Бондаренко П. М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях. М.: Наука, 1976. 217 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 267).

Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967. 303 с.

Борисов А. А., Суворов А И., Каленик В. Н. Глубинное строение и главнейшие глубинные разломы земной коры на территории СССР. — В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979, с. 16—31.

Борисов О. М. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня. — Узб. геол. журн., 1962, № 2, с. 15—22.

Борисов О. М., Глух А. К Региональные линеаменты и кольцевые структуры Средней Азии по данным дешифрирования космоснимков. — Узб. геол. журн., 1976, № 6, с. 43—46.

Борисов О. М., Глух А К. Кольцевые структуры Чаткальского региона (Срединный Тянь-Шань). — Узб. геол. журн., 1978, № 2, с. 32—35.

Борисов О. М., Глух А. К. Основные кольцевые структуры и линеаменты Западного Узбекистана. — Узб. геол. журн., 1979, № 3, с. 32—39.

Борисов О. М., Глух А. К., Ким О. И. Кольцевые структуры и локальные складки южной части Юго-Западного Гиссара. — Узб. геол. журн., 1980, № 3, с. 30—37.

Борнеман Б. А., Овчинников С. К. Геология Заалайского хребта (северный склон центральной части). — Тр. Таджикско-Памирской экспедиции, 1936, вып. 65, с. 15—25.

Боровский В. В., Клопов А. Л., Подсосова Л. Л., Песковский И. Д. Элементы геологического строения Западно-Сибирской плиты по данным дешифрирования мелкомасштабных космических снимков в связи с оценкой нефтегазоносности. — Исслед. Земли из космоса, 1980, № 6, с. 80—86.

Борукаев Ч. Б. Докембрий Австралии и Новой Зеландии. — В кн.: Докембрий континентов: Австралия, Африка. Новосибирск: Наука, 1971, с. 5—108.

Борукаев Ч. Б., Башарин А. К., Берзин Н. А. Докембрий континентов. Новосибирск: Наука, 1977. 261 с.

Бронгулеев В. В., Воробьев И. В. Карта рельефа разновозрастного фундамента Восточно-Европейской платформы и ее морфологический анализ. М.: Изд-во МГУ, 1976. 64 с.

Брусничкина Н. А., Гусев Н. А. Возможности изучения глубинного строения Западной Грузии по данным дешифрирования космических снимков. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1974, т. 2, с. 43—50.

Брюханов В. Н. Методы использования данных дистанционного зондирования при поисках полезных ископаемых. — В кн.: Материалы Междунар. учеб. семинара ООН по применению дистанционного зондирования. Баку, 1977, с. 302—313.

Брюханов В. Н., Глуховский М. З., Ставцев А. Л. Кольцевые структуры Земли. — Природа, 1977, № 10, с. 54—65.

Брюханов В. Н., Еремин В К., Макаров В. И. и др. Применение материалов космических съемок для решения теоретических задач геологии. — В кн.: Аэрокосмические исследования Земли. М.: Наука, 1979, с. 251—261.

Брюханов В. Н., Моралев В М. Космическая информация и геологические исследования. — Исслед. Земли из космоса, 1980, № 1, с. 49—54.

Булгатов А. Н., Булнаев К. Б., Очиров Ц. О. и др. Тектонические разломы Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 111 с.

Булина Л. В., Спижарский Т. Н. Гетерогенность фундамента Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970, т. 3, с. 105—120.

Бунэ В. И. Сейсмичность и сейсмическое районирование Средней Азии. — В кн. Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент. Фан, 1971, с. 347—369.

Буртман В С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). М.: Наука, 1964. 143 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 104).

Бурштар М С. Основы теории формирования залежей нефти и газа. М.: Недра, 1973. 255 с.

Бухарцев В. П. Геологические предпосылки вероятностного прогноза нефтегазоносных зон по локальной расчлененности поверхностного рельефа платформенных территорий — В кн.: Математика, ЭВМ и АСУ в геологии нефти и газа. М.: ИГиРГИ, 1973, с. 130—149.

Буш В. А. Системы трансконтинентальных линеаментов Евразии. — Геотектоника, 1983, № 3, с. 5—30.

Буш В. А., Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. С. Тектоника эпигеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления. М.: Наука, 1975. 192 с.

Буш В. А., Кац Я. Г. Тектоническое районирование Средиземноморского альпийского пояса по результатам дешифрирования космических снимков. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 10, с. 74—79.

Буш В. А., Лебедев С. П., Махин Г. В. и др. Применение материалов космических съемок при поисках полезных ископаемых. — Сов. геология, 1980, № 2, с. 3—8.

Бызова С. Л., Копп М. Л., Курдин Н. Н. и др. Дешифрирование тектонических линеаментов по космическим снимкам Кавказа. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 3, с. 51—61.

Былинский Р. В., Доливо-Добровольский А. В., Рабинович Ю. И. Некоторые структурные критерии сульфидного медно-никелевого оруденения (Ветреный пояс, Карелия). — В кн.: Петрологические основы формирования сульфидных медно-никелевых месторождений и критерии их прогноза. Петрозаводск, 1978, с. 127—130. (Всесоюз. симпоз., тез. докл.).

Быстревская С. С., Кливаденко Л. Д. Феодосийско-Славянский линеамент. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1980, № 9, с. 3—8.

Быстревская С. С., Пашкевич И. К. О глубинной трансрегиональной зоне длительной тектоно-магматической активизации в пределах Восточно-Европейской платформы. — Геол. журн., 1979, т. 39, № 6, с. 106—112.

Вальд А. Последовательный анализ. М.: Физматиз, 1960. 284 с.

Вартанова Н. С., Завьялова И. В., Щербакова З. В. Мезозойские щелочные гранитоиды Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 176 с.

Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1952. 304 с.

Васильковский Н П., Ковылин В. М. Геология и геофизика дна Японского моря. — В кн.: Океанологические исследования. М.: Наука, 1973, № 23, с. 8—22.

Ващилов Ю. Я. Глубинные разломы Яно-Колымской складчатой области и Охотско-Чукотского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным). — Сов. геология, 1963, № 4, с. 17—27.

Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.

Взрывные кратеры на Земле и планетах. М.: Мир, 1968. 266 с.

Виноградов Б. В. Космические методы изучения природной среды. М.: Мысль, 1976. 296 с.

Виноградов Б. В., Григорьев А. А., Липатов В. Б., Черненко А. П. Инфракрасная аэросъемка и наземные исследования термальной структуры ландшафта сухих степей. — В кн.: Исследование природной среды космическими

средствами: Геоботаника, почвоведение, гидрология. М.: ВИНИТИ, 1974, т. 3, с. 69—74.

Виноградов Б. В., Севастьянов В. И. Проблемы исследования природной среды с пилотируемых космических кораблей. — Исслед. Земли из космоса, 1980, № 1, с. 14—24.

Витязь В. И. Периодичность размещения геологических структур платформенных областей Сибири. М.: Недра, 1982. 176 с.

Вовк И. Ф. Радиолиз подземных вод как источник водорода и кислорода в земной коре. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1973, № 1, с. 8—11.

Волчанская И. К. Морфоструктурные построения и особенности локализации некоторых рудных узлов Приморья. — В кн.: Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР. М.: Наука, 1972, с. 6—17.

Волчанская И. К., Кулинич Р. Г., Фаворская М. А., Шило Г. К. О некоторых методах выявления магмо- и рудоконтролирующих структур. — В кн.: Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. М.: Наука, 1971, с. 14—28.

Волчанская И. К., Сапожникова Е. Н. Сопоставление результатов морфоструктурного анализа с дешифрированием космических снимков. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: Наука, 1976, т. 5, с. 231—241.

Волчегурский Л. Ф., Воробьев В. Т., Галактионов А. Б. и др. Космофотогеологическое картирование — новый вид изучения структуры земной коры нефтегазоносных районов. — В кн.: Проблемы геологии нефти. М.: Недра, 1977а, вып. 15, с. 84—93.

Волчегурский Л. Ф., Воробьев В. Т., Галактионов А. Б. и др. Использование космических снимков для изучения глубинных структур земной коры нефтегазоносных областей. Статья 1. Глубинная структура и неотектоника Северного Прикаспия. — Изв. вузов, Геология и разведка, 1977б, № 10, с. 88—95.

Волчегурский Л. Ф., Козлов В. В., Ромашов А. А. Использование космических снимков для изучения глубинных структур земной коры нефтегазоносных областей. Статья 2. Региональные кольцевые структуры (на примере Арало-Каспийского региона). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 4, с. 43—52.

Вольвовский В. С., Вольвовский Б. С. Разрезы земной коры территории СССР по данным ГСЗ. М.: Сов. радио, 1975. 267 с.

Вотах О. А. Структурные элементы Земли. М.: Наука, 1976. 192 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 266).

Высоцкий И. В. Основы геологии природного газа. М.: Гостоптехиздат, 1954. 384 с.

Гаврилов В. П. Влияние разломов на формирование зон нефтегазонакопления. М.: Недра, 1975. 271 с.

Гальперов Г. В., Перцов А. В., Брусничкина Н. А. Аэрометоды геологического изучения районов двухъярусного строения. Л.: Недра, 1979. 112 с.

Ганкевич А. В. Космические методы и средства исследования природных ресурсов Земли. — В кн.: Использование космической техники в прикладных целях. М.: ВИНИТИ, 1974, с. 87—220. (Итоги науки и техники. Ракетостроение; Т. 4).

Гаркаленко И. А., Белоусов В. С. Глубинное строение Черноморской впадины. — Геол. журн., 1971, вып. 31, № 6, с. 33—41.

Гаркаленко И. А., Ушаков С. А. Земная кора Курильского региона. — Сов. геология, 1978, № 11, с. 20—25.

Гафаров Р. А. Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ (Восточно-Европейской, Сибирской и Северо-Американской). М.: Наука, 1976. 270 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 279).

Гельфанд И. М., Губерман Ш. А., Кейлис-Борок В. И. и др. Условия возникновения сильных землетрясений (Калифорния и некоторые другие регионы). — В кн.: Исследование сейсмичности и моделей Земли. М.: Наука, 1976, с. 25—37. (Вычислительная сейсмология; Вып. 9).

Гендлер В. Е., Канфель О. М., Козицкая М. Т., Козлов В. А., Лившиц И. Ф. Некоторые результаты работ по дешифрированию фотоснимков, сделанных с пилотируемых космических кораблей. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1973, с. 94—95.

Геологическая карта Евразии. Масштаб 1 : 5 000 000 / Гл. ред. А. П. Марковский. М.: Мингео СССР, 1975.

Геологическая карта Монгольской Народной Республики. Масштаб 1 : 1 500 00 / Гл. ред. Н. А. Маринов. М.: ГУГК, 1971.

Геологические исследования в области перевальной железной дороги через Главный Кавказский хребет. СПб.: Управление по сооружению железных дорог. 1914. Т. VIII. 326 с., 4 карты.

Геологические исследования из космоса. М.: Мир, 1975. 200 с.

Геологическое дешифрирование космических снимков восточной части Средиземноморского пояса. Л.: Недра, 1980. 206 с.

Геологическое изучение Земли из космоса. М.: Наука, 1978. 228 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 317).

Геологическое строение СССР. М.: Недра, 1968. Т. 2. 535 с.

Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты (по геологическим и геофизическим данным). Л.: Недра, 1971. 208 с. (Тр. СНИИГГиМС. Сер. Региональная геология; Вып. 76).

Геология и минеральные комплексы Западного Карамазара. М.: Недра, 1972. Т. 1. 440 с.

Геология Кореи / Под ред. В. Л. Масайтиса. М.: Недра, 1964. 264 с.

Геология нефти. М.: Гостоптехиздат, 1960. Т. 1. 592 с.

Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 680 с.

Геология нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. М.: Недра, 1970. 797 с.

Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч.1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 575 с.

Геология СССР. Т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1. Геологическое описание. Кн. 2. М.: Недра, 1969. 304. с.

Геология СССР. Т. 19. Хабаровский край и Амурская область. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1966. 736 с.

Геология СССР. Т. 23. Узбекская ССР. Ч. 1. Геологическое описание. Кн. 2. М.: Недра, 1972. 476 с.

Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР. Ч. 1. Геологическое описание. Кн. 1, 2. М.: Недра, 1970, кн. 1. 548 с.; кн. 2. 536 с.

Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч.1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 733 с.

Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 695 с.

Геология СССР. Т. 40. Южный Казахстан. Ч. 1. Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1971. 534 с.

Геология СССР. Т. 42. Южная Якутия. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1972. 495 с.

Геоморфология Карелии и Кольского полуострова. Л.: Недра, 1977. 184 с.

Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика / Под ред. О. Г. Сорохтина. М.: Наука, 1979. 416 с.

Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР. — В кн.: Проблемы физической географии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946, вып. 12, с. 3—17.

Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности территории СССР и их происхождение. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 100 с.

Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963, Ч. 3, 4. 544 с.

Гзовский М. В. Оновы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

Гилярова М. А. Стратиграфия и структура докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л.: Изд-во ЛГУ, 1972. 201 с.

Гинзбург С. Н., Скорняков С. М., Лахтионов М. О. Применение геотермического метода при разведке полиметаллических месторождений. — Разведка и охрана недр, 1976, № 9, с. 28—31.

Гинтов О. Б. Структуры континентальной земной коры на разных этапах ее развития. — Киев: Наук. думка, 1978. 164 с.

Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент: Фан, 1971. 276 с.

Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ) / В. В. Аргентов, Г. С. Гнибиденко, А. А. Попов, С. В. Потапьев. М.: Наука, 1976. 90 с.

Глуховский М. З. О кольцевых структурах и линейных разломах Алданского щита и Становой складчатой зоны (по материалам дешифрирования телевизионных космических снимков). — Геотектоника, 1976, № 5, с. 36—48.

Глуховский М. З. Кольцевые структуры юго-востока Сибири. — В кн.: Кольцевые структуры Земли. Иркутск, 1978, с. 22—38.

Глуховский М. З., Моралев В. М., Кузьмин М. И. Тектоника и петрогенезис катархейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протоофиолитов. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 103—117.

Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних стадий развития Земли. — Геотектоника, 1973, № 2, с. 3—7.

Глушкова О. Ю., Смирнов В. Н. О мегатрещиноватости Анадырского бассейна. — В кн.: Геоморфология и неотектоника горных областей Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 120—130.

Гнибиденко Г. С. Рифтовая система дна Охотского моря. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 206—211.

Голеницкий С. И. Землетрясения районов трассы БАМ на участке от северной оконечности оз. Байкал до р. Олекмы. — В кн.: Геологические и сейсмические условия района БАМ. Новосибирск: Наука, 1978, с. 126—138.

Голиздра Г. Я. Геологическое проявление напряжений в земной коре Доно-Днепровского прогиба по результатам дешифрирования космических снимков. — Докл. АН УССР. Сер. Б., 1978, № 7, с. 7—10.

Голинский Г. Л., Кондорская Н. В., Рахимов А. Р. и др. Западная Туркмения. — В кн.: Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977, с. 171—197.

Гольбрайх И. Г., Забалуев В. В., Миркин Г. Р. Тектонический анализ мегатрещиноватости — перспективный метод изучения закрытых территорий. — Сов. геология, 1965, № 4, с. 63—73.

Гоникберг В. Е. Положение ареалов кайнозойского базальтоидного вулканизма в новейшей структуре Саяно-Прибайкальского региона (по данным дешифрирования космических снимков системы «Метеор»). — В кн.: Вулканизм и вулканоструктуры: Тез. докл. 5-го Всесоюз. вулканол. совещ. Тбилиси: Мецниереба, 1980, с. 98—100. Ротапринт.

Гонин Г. Б. Космическая фотосъемка для изучения природных ресурсов. Л.: Недра, 1980. 320 с.

Горлов Н. В. Структура беломорид. Л.: Наука, 1967. 109 с.

Горлов Н. В. Гранито-гнейсовые купола раннего докембрия. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 12, с. 61—76.

Горлов Н. В. К проблеме древнейших геоструктурных областей материковой коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 2, с. 13—28.

Гравитационное поле и рельеф дна океана. Л.: Недра, 1979. 295 с.

Гречишников Н. П., Флоренский В. К. Палеометрия и история развития юрского прогиба Ферганского хребта. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 10, с. 31—37.

Грибков В. В. Грязевые сопки — новый поисковый признак на нефть и газ в Западном Казахстане. — Геология нефти и газа, 1975, № 11, с. 21—25.

Григорьев А. В. О тектонических структурах и особенностях геологического развития Алая и Памира.— Изв. Тадж. фил. АН СССР, 1946, № 11, с. 57—67.

Григорьев Ал. А. Космическая индикация ландшафтов Земли. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. 139 с.

Гридин В. И. Некоторые вопросы теоретического обоснования аэрогеологического и морфометрического методов. — В кн.: Стратиграфия, литология и полезные ископаемые БССР. Минск: Наука и техника, 1966, с. 221—233.

Гридин В. И., Еременко Н. А. Дистанционные методы изучения геологического строения нефтегазоносных регионов. — Вестн. АН СССР, 1979, № 10, с. 69—78.

Грицюк Я. М. Сводово-блоковая морфотектоника западной части Алтае-Саянской горной области по данным геологического дешифрирования космических снимков. — В кн.: Аэрокосмические исследования природных ресурсов. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 57—72.

Гришин М. П., Пятницкий В. К., Рempель Г. Г. Тектоническое районирование и рельеф фундамента Сибирской платформы по геологическим и геофизическим данным. —

В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970, т. 3, с. 47—53.

Гришкян Р. И., Малышев Ю. Ф. Ортогональные разломы Алданского щита по результатам изучения геолого-геофизическими и аэрокосмическими методами. — В кн.: Тектоника советской Азии. Владивосток, 1976, с. 56—69.

Гришкян Р. И., Юшманов В. В. Особенности сверхвысотного космического изображения вулканических поясов Дальнего Востока. — В кн.: Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 17—20.

Гроссвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 166 с.

Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.

Гуревич А. Е., Капченко А. Н., Кругликов Н. М. Теоретические основы нефтяной гидрогеологии. Л.: Недра, 1972. 270 с.

Гусев Н. А. Изучение районов современного вулканизма и его связи с глубинной геологией по снимкам из космоса. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1976, т. 5, с. 80—94.

Гусев Н. А., Кариженский Е. Я., Шилин Б. В. Инфракрасная аэросъемка при изучении районов активной гидротермальной деятельности. — Сов. геология, 1972, № 1, с. 20—30.

Гутенберг Б., Рихтер К. Ф. Сейсмичность Земли. М.: Изд-во иностр. лит., 1948.

Гутерман В. Г. Эволюция многофазно-слоистой тектоносферы. Киев: Наук. думка, 1977. 154 с.

Дальян И. Б., Посадская А. С. Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. Алма-Ата: Наука, 1972. 191 с.

Дашкевич Н. Н., Мусатов Д. И., Фейгин Е. Б. и др. Глубинное строение западной части Сибирской платформы и связь с ним траппового магматизма. — В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. М.: Наука, 1968, с. 17—37.

Девяткин Е. В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). М.: Наука, 1981. 250 с. (Тр. Сов.-Монг. компл. геол. экспед.; Вып. 27).

Деннис Дж. Международный словарь английских тектонических терминов. М.: Мир, 1971. 288 с.

Дзевановский Ю. К. К вопросу пространственного распространения мезозойских щелочных и субщелочных пород Алданской плиты. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Госгеолтехиздат, 1956, с. 32—41.

Дианов-Клоков В. И., Лукшин В. В., Скляренко И. Я., Шакула Ю. П. О вариациях содержания метана во всей толще земной атмосферы. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1975, т. 2, № 10, с. 993—998.

Диденко М. И., Кочнева Н. Т. Использование дешифрирования космических снимков при металлогенических исследованиях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5, с. 15—20.

Дмитриевский А. Н. Литолого-генетический анализ и его роль в прогнозировании и нефтегазоносности осадочных бассейнов. — Геология нефти и газа, 1979, № 12, с. 13—19.

Доливо-Добровольский А. В. Геологическое дешифрирование материалов радиолокационной аэросъемки Кольского полуострова. — В кн.: Новые методы получения информации различными дистанционными приемниками и ее обработки для решения геологических задач. М.: ВИЭМС, 1972, с. 32—34. (Общая и региональная геология, геологическое картирование; № 6).

Доливо-Добровольский А. В. К вопросу об изучении кольцевых структур по космическим снимкам. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1974, т. 2, с. 90—92.

Доливо-Добровольский А. В. Геометрия радиолокационных, инфракрасных и других новых видов аэроснимков (аэрограмметрия). Л.: Недра, 1976. 52 с.

Доливо-Добровольский А. В. Методика комплексного истолкования материалов дистанционных съемок при геологосъемочных работах: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 24 с.

Доливо-Добровольский А. В. Комплексное истолкование материалов аэро- и космических съемок. — В кн.: Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Л.: Недра, 1978, с. 35—44.

Доливо-Добровольский А. В., Перцов А. В., Скублова Н. В. Аэро- и космические методы при прогнозировании и поисках месторождений (обзор). М.: ОНТИ ВИЭМС, 1980, с. 20—60.

Доливо-Добровольский А. В., Стрельников С. И. Методика совместного использования разномасштабных космических и аэроснимков при геологических исследованиях. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология, М.: ВИНИТИ, 1974, т. 2, с. 93—102.

Доливо-Добровольский А. В., Стрельников С. И. Роль космических снимков при изучении линейных и кольцевых структур. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1976, т. 5, с. 184—202.

Доливо-Добровольский А. В., Стрельников С. И. Основные типы крупнейших эндогенных кольцевых структур земной коры. — В кн.: Применение дистанционных методов при геологических исследованиях. Л.: Недра, 1978а, с. 38—62.

Доливо-Добровольский А. В., Стрельников С. И. Радиолокационная аэросъемка. — В кн.: Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Л.: Недра, 1978б, с. 20—23.

Долицкий А. В Реконструкция тектонических структур. М.: Недра, 1978. 150 с.

Долицкий А. В., Кийко И. А. О причинах деформаций земной коры. — В кн.: Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 291—312.

Древние платформы Евразии: Докембрий континентов. Новосибирск: Наука, 1977. 312 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 378).

Думанский С. Г., Кульчицкий Д. И. Геотермическая характеристика нефтяных и газовых месторождений Предкарпатского прогиба и применение геотермического метода разведки для поисков глубинных структур. — В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М.: Наука, 1967, с. 75—84.

Дюкрок А. Физика кибернетики. — В кн.: Кибернетика — неограниченные возможности и возможные ограничения: Итоги развития. М.: Наука, 1974, с. 86—101.

Ежов Ю. А Основные черты геотермии Урала и сопредельных территорий. — В кн.:

Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968, с. 314—323.

Елизаров Ю. З., Забродин В. Е., Чиков Б. М. Докембрий Африки и Аравии. — В кн.: Докембрий континентов: Австралия, Африка. Новосибирск: Наука, 1976, с. 103—195.

Еремин В. К., Брюханов В. Н., Махин Г. В., Можаев Б. Н. Состояние и основные задачи развития аэро- и космических методов в геологии. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 10, с. 10—15.

Еремин В. К., Кац Я. Г. О методах космической геологии. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 7, с. 3—7.

Ероменко В. Я. Геологическая информативность дистанционных методов, используемых при геологическом картировании складчатых областей (на примере Енисейского кряжа и Алтае-Енисейской области): Экспресс-информация. М.: ВИЭМС, 1977. 24 с. (Общая и региональная геология, геологическое картирование; № 1).

Ероменко В. Я., Каттерфельд Г. Н. Использование космических снимков при изучении региональных и глобальных систем линеаментов Земли — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 10, с. 23—29.

Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья / В. П. Солоненко, А. А. Тресков, Р. А. Курушин и др. М.: Наука, 1966. 232 с.

Жонголович И. Д. Внешнее гравитационное поле Земли и фундаментальные постоянные, связанные с ними. — Тр. Ин-та теорет. астрономии, 1952, вып 3, с. 30—65.

Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972. 399 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 232).

Заболоцкий Е. М. Основные этапы активизации Становой области. — Геология и геофизика, 1972, № 3, с. 63—69.

Замараев С. М., Мазукабзов А. М., Рязанов Г. В. и др. Древняя структура земной коры Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1975. 186 с.

Запольнов А. К., Кратц К. Ю. Тектоническое районирование фундамента. — В кн: Основные проблемы геологического строения Русской плиты. Л.: Наука, 1979, с 66—83.

Захаров С. А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе: Дониш, 1970. 306 с.

Золотов М. Г. Ядерно-сводовые и кольцевые структуры Приамурья. — В кн.: Тектоника востока советской Азии. Владивосток, 1976, с. 3—33.

Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. — Геотектоника, 1977, № 2, с. 3—34; № 3, с. 3—24.

Иванова Т. П., Трифонов В. Г. Сочетание дистанционных и наземных методов исследования молодых складчатых деформаций западного погружения Копетдага. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1976, т. 5, с. 114—122.

Иерархия геологических тел / Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В А Соловьева. Хабаровск: Хабар. кн. изд-во, 1977. 679 с.

Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В. и др. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1976. 384 с.

Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1971. 120 с.

Индийский океан. Батиметрическая карта. Масштаб 1 : 10 000 000. М.: ГУГК СССР, 1977.

Исследования природной среды с пилотируемых орбитальных станций. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 270 с.

Ичетовкин Н. В. Глубинные разломы Примагаданского района Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и их металлогеническое значение. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока. Магадан, 1978, вып. 24, с. 13—19.

Калашников Ю. А. Скважинная геотермия — метод поисков сульфидных руд. — Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1975, № 1, с. 57—60.

Калецкая М. С., Сигов А. П., Загорская Н. Г. Урал, Пай-Хой и Новая Земля. — В кн.: Горные страны Европейской части СССР и Кавказ. М.: Наука, 1974, с. 227—231.

Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.

Каплан А. А., Сувейздис П. И Некоторые особенности тектоники Прибалтики в связи с ее нефтегазоносностью. — Бюл. МОИП. Отд. геол , 1970, т 15, вып. 3, с 40—50.

Карасев О. И. Разломы Белоруссии и Прибалтики (по данным дешифрирования космических снимков). — В кн.: Тектоника и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Калининград, 1978, с. 23—27.

Караханян А. С. Линеаменты и кольцевые структуры Малого Кавказа. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 3, с. 31—36.

Карп Б. Я., Моуравова Е. В., Шевалдин Ю В., Филатьев В. П. Новые данные о строении земной коры в юго-западной части Японского моря. — В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1974, с. 145—154.

Карта нефтегазоносности СССР. Масштаб 1 : 2 500 000/Гл ред. В. В Сименович. М.: Мингео СССР, 1976.

Карта новейшей тектоники СССР. Масштаб 1 : 5 000 000 / Под ред. Н. И. Николаева, С. С. Шульца. М.: ГУГК СССР, 1956.

Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 . 2 500 000/Гл. ред. А. В. Сидоренко. М.: Мингео СССР, 1978.

Карта рельефа фундамента Восточно-Европейской платформы. Масштаб 1 : 2 500 000/ Гл. ред. Н. В. Неволин. М., ВНИИГеофизика, 1976.

Каттерфельд Г Н. Лик Земли и его происхождение. М.: Географиз. 1962. 152 с.

Кац Я. Г., Козлов В. В., Сонин И. И., Трофимов Д. М. Методика геологического дешифрирования многозональных космических снимков. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 10, с. 17—22.

Кац Я. Г., Копп М. Л. О классификации дешифровочных признаков геологических объектов при дистанционных исследованиях. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 11, с. 30—37.

Кац Я. Г., Макарова Н. В., Козлов В В., Трофимов Д. М. Структурно-геоморфологический анализ Крыма по дешифрированию космических снимков. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 3, с. 8—20.

Кац Я. Г., Рябухин А. Г. О природе кольцевых фотоаномалий, выявленных на космиче-

ских изображениях юга Восточно-Европейской платформы. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 10, с. 47—54.

Кац Я. Г., Рябухин А. Г., Трофимов Д. М. Космические методы в геологии. М.: Изд-во МГУ, 1976. 246 с.

Кац Я. Г., Скарятин В. Д., Трофимов Д. М. О суперлинеаментах Средиземноморского пояса и сопредельных платформ, выявленных при дешифрировании космических снимков. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология, дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980, с. 143—150. (МГК, 26-я сес. Докл. сов. геологов).

Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.

Кикина М. А., Порошин С. В. Геологическая интерпретация дешифрирования линейных структур Азово-Каспийского региона. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1980а, № 6, с. 151—155.

Кикина М. А., Порошин С. В. Строение области сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты в пределах Предкавказья по космогеологическим данным. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1980б, № 7, с. 129—131.

Кириллова Г. Л., Турбин М. Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.

Клубов В. А. Палеоструктурный анализ восточных районов Русской платформы. М., 1973. 177 с. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 130).

Клушин И. Г. Многокомпонентная мера близости для выбора оптимального варианта интеграции. Киев: Наук. думка, 1972 / (Геофиз. сб.; № 46).

Клушин И. Г. Интерпретация Урало-Африканской аномалии геопотенциала в геодинамическом аспекте. — В кн.: Геофизика. Геология и катастрофические природные явления. Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980, с. 57—64.

Кнауф В. И. О глубинно-глыбовой природе структуры Тянь-Шаня. — Тр. Упр. геологии и охраны недр при СМ КиргССР, 1962, сб. 2, с. 11—25.

Книжников Ю. Ф., Кравцова В. И. Геологическое дешифрирование многозональных космических снимков. — Исслед. Земли из космоса, 1980, № 1, с. 88—94.

Князев В. С., Крючков В. П., Микляев В. И. и др. Комплексный корреляционный анализ геофизической информации для изучения глубинного строения Туранской плиты. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 1, с. 30—40.

Князев В. С., Флоренский П. В., Чарыгин А. М. и др. Строение и состав фундамента и пермо-триасового комплекса Туранской плиты. — В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М.: Наука, 1972, с. 28—46.

Козленко В Г., Старостенко В И., Субботин С. И. Строение коры и верхней мантии по гравиметрическим данным. — В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 220—267.

Козловский Е. А. Геологи открывают богатства недр. М.: Недра, 1980. 127 с.

Комаров В. Б., Можаев Б. Н. Современные аспекты разработки и использования дистанционных методов при геологических исследованиях в СССР. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология: Дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980, с. 102—110. (МГК. 26-я сес. Докл. сов. геологов).

Комаров В. Б., Номоконова В. Ф., Углев Ю. В. Дальнейшее развитие вопросов фотографической фильтрации изображений в целях геологического дешифрирования. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1976, т. 5, с. 271—280.

Комаров В. Б., Старостин В. А., Нявро Б. П. Радиолокационная аэросъемка и ее значение в комплексе аэро- и космических методов геологических исследований. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1973, с. 111—119.

Комаров В. Б., Старостин В. А., Нявро Б. П. Развитие исследований в СССР по использованию радиолокационных изображений для геологических целей. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1974, т. 2, с. 103—106.

Комплекс дистанционных методов при геологическом картировании таежных районов. Л.: Недра, 1978. 248 с.

Кондиайн О. А., Голуб Д. П. Уральская складчатая система. — В кн.: Геологическое строение СССР. М.: Недра, 1968, т. 2. Тектоника, с. 182—203.

Кондиайн О. А., Кондиайн А. Г. О поперечных структурных элементах на Урале, их происхождении и роли в размещении полезных ископаемых.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока Европейской части СССР и Северного Урала. Сыктывкар, 1971, с. 289—293. (Тр. 7-й геол. конф. Коми АССР).

Кондиайн О А., Кондиайн А. Г. О тангенциальных перемещениях на Урале, их разновидностях, возрасте и амплитудах. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Недра, 1974, с. 35—41.

Копп М. Л., Расцветаев Л. М. О линеаментах, выявленных по космическим снимкам восточной части альпийского пояса. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 11, с. 26—35.

Корешков И. В. Сводообразование и развитие земной коры. М.: Наука, 1975. 207 с.

Королев В А., Фатхуллаев Ш. Д. Общие вопросы моделирования структур рудных полей и месторождений. — В кн.: Эксперимент и методы моделирования структурообразующих процессов рудогенеза. Новосибирск: Наука, 1976, с. 9—22. (Тр ИГиГ СО АН СССР; Вып. 293).

Космическая геология. Л.: Недра, 1979. 382 с.

Космическая фотосъемка и геологические исследования / Под ред. Г. Б. Гонина, С И. Стрельникова. Л.: Недра, 1975. 416 с.

Космогеологическая карта линейных и кольцевых структур территории СССР. Масштаб 1 : 5 000 000 / Гл. ред. А. Д. Щеглов. М.: Мингео СССР, 1980.

Космофототектоническая карта Арало-Каспийского региона. Масштаб 1 : 2 500 000 / Под ред. В. Н. Брюханова, Н. А. Еременко. М.: ГУГК, 1978.

Костенко Н. П. К неотектонике Ферганской впадины и ее горного обрамления. — В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1964.

Костенко Н. П., Макаров В. И., Соловьева Л. И. Новейшая тектоника. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1972, т. 22. Киргизская ССР, ч. 1. Геологическое описание, кн. 2, с. 249—271.

Костенко О. К. Использование лазерной локации в исследованиях атмосферы. — Квантовая электрон., 1975, т. 2, № 10, с. 2133—2162.

Кострюков М. И. О методике структурно-геоморфологического исследования при нефтегазопоисковых работах. — В кн.: Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазопоисковых работах. Л.: ВНИГНИ, 1969, с. 222—224.

Кочнева Н.Т., Томсон И. Н. О путях использования космических снимков при среднемасштабных металлогенических исследованиях. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1976, т. 5, с. 222—230.

Кочнева Н. Т., Томсон И Н., Полуэктов В. Н. Основные элементы орогенной тектоники Тянь-Шаня и Памира по морфоструктурным и космогеологическим данным. — Сов. геология, 1978, № 7, с. 64—77.

Кравцов В. С., Середин В. В., Томсон И. Н. и др. Орогенные структуры Приморья, методы их выявления и металлогеническое значение. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1980, с. 43—81.

Кравцова В. И. Применение многозональной космической съемки в географических исследованиях и тематической картографии. — В кн.: Исследования земных ресурсов космическими средствами. М.: ВИНИТИ, 1975, ч. 2, с. 66—93.

Кравцова В. И., Антонова С. Ю. Применение многозональной съемки для изучения и картографирования мелководий (на примере северо-восточного Каспия). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1974, № 12, с. 78—85.

Красный Л. И. Проблемы практической систематики. М.: Недра, 1972. 152 с.

Кратц К. И., Лобач-Жученко С. Б. Геологические типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. — В кн.: Восточная часть Балтийского щита: Геология и глубинное строение. Л.: Наука, 1975, с. 6—23.

Кренделев Ф. П. Нерпичьи лунки и тектоника. — Природа, 1978, № 5, с. 85—87.

Крымов В. Ф., Капустин И. Н., Кирюхин Л. Г. и др. Применение космических исследований в нефтяной геологии. — В кн.: Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа М.: ВИЭМС, 1979 48 с.

Кудрявцев Н. А. Глубинные разломы и нефтяные месторождения. М., 1963. 158 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 215).

Кулагин В. К., Кулагина М. В., Топор Е. Г. О глубинном строении зон сочленения Таджикской депрессии с Южным Тянь-Шанем и Памиром. — В кн.: Вопросы сейсмического районирования территории Таджикистана. Душанбе, 1976, с. 84—107.

Кулагина М. В., Лукк А. А., Кулагин В. К. Блоковое строение земной коры Таджикистана. — В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Недра, 1974, с. 70—84.

Кулаков А. П. Основные черты морфоструктуры и антропогеновой палеогеографии побережья Северного Сихотэ-Алиня. — В кн.: Геоморфоструктура Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с. 58—78.

Кулаков А. П. Некоторые особенности строения и развития северо-западного побережья Охотского моря. — В кн.: Морфоструктура и палеогеография Дальнего Востока. Владивосток 1979, с. 31—50.

Кулаков А. П. Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М.: Наука, 1980. 220 с.

Кулинич Р. Г. Геофизические поля Сихотэ-Алиня и их геологическая интерпретация. — Тр. СахКНИИ, 1972, вып. 33.

Куражковская Е. А Диалектическая концепция развития в геологии. М.: Изд-во МГУ, 1970. 278 с.

Курбанов М. К., Горелов С. К., Цепланов С. В. и др. Глубинное строение и новейшие деформации Ашхабадской сейсмоактивной зоны. Ашхабад: Ылым, 1973. 217 с.

Куртенер Д. А., Чудновский А. Ф. Расчет и регулирование теплового режима в открытом и защищенном грунте. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 299 с.

Кутузов И. А., Киенко Ю. П. Космическая картография в СССР. — Исслед. Земли из космоса, 1980, № 1, с. 79—87.

Кутыев Ф. Ш., Лебедев М. М., Максимовский В. А. О природе вулкано-тектонической структуры Хангар. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 7, с. 35—47.

Куффиньяль Л Кибернетика — искусство управления. — В кн.: Кибернетика — неограниченные возможности и возможные ограничения: Итоги развития. М.: Наука, 1979, с. 102—121.

Кучай В. К. Прогнозирование оползней. — Сов. геология, 1973, № 3, с. 128—132.

Кучай В. К. О вероятностном геологическом прогнозировании. — Геология и геофизика, 1976, № 10, с. 104—112.

Кучай В. К., Курамжина В. В. Оползневой режим и принципы районирования оползневых явлений. — Сов. геология, 1978, № 12, с. 215—220.

Кучай В. К., Чучадеев Д. Н. Байесовская стратегия распознавания классов по косвенным изображениям. — Автоматика, 1979, № 4, с. 72—77.

Лаверов Н. П., Томсон И. Н., Полуэктов В. Н., Кочнева Н. Т. Орогенная структура Чаткало-Кураминского региона и ее влияние на размещение оруденения. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1980, с. 20—41.

Ласточкин А. Н. Решетчатая система структурных зон в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1973, т. 6, с. 128—133.

Лахтионов М. О., Тархов А. Г. Опыт терморазведки на колчеданных месторождениях Урала. — Изв вузов. Геология и разведка, 1967, № 5, с. 87—95.

Лахтионов М. О., Тархов А. Г. Геотермические исследования на рудных месторождениях. — Сов. геология, 1970, № 3, с. 121—124.

Левковский Р. З. Рапакиви. Л.: Недра, 1976. 265 с.

Ле Пишон К. Спрединг океанического дна и дрейф континентов. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 93—132.

Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 214 с.

Лион Ю. А., Соловьева Л. И. Вопросы ландшафтно-индикационного дешифрирования космических снимков (на примере Туранской плиты). — Изв вузов. Геология и разведка, № 1, 1981, с. 24—30.

Личков Б. Л. Основная закономерность вековых поднятий и опусканий земной коры. — Природа, 1927, № 11, с. 5—17.

Личков Б. Л. Природные воды Земли и литосферы. М.: Изд-во АН СССР, 1960 164 с

Лишневский Э. Н. Основные черты текто-

ники и глубинное строение континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным — В кн Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке М Наука, 1969, с 21—32

Логико-информационные методы оценки рудных месторождений / Р М Константинов, С В Сиротинская, Н Г Демидова и др М Наука, 1977 136 с

Ломоносов Н Ф О происхождении одного из типов змееподобных сульфатов — Бюл МОИП Отд геол, 1971, т 46, № 6, с 96—101

Лукашев Г Н Дешифрирование кольцевых структур на космических фотоснимках Алтае-Саянской складчатой области — В кн Исследование природной среды космическими средствами Геология и геоморфология М ВИНИТИ, 1974, т 2, с 78—82

Лукина Н В Деформации поверхности палеозойского фундамента Юго Западного Тянь-Шаня М Наука, 1977 80 с

Лукьянов А В Структурные проявления горизонтальных движений земной коры М Наука, 1965 212 с

Луппов Н П О среднеплиоценовом этапе в геологической истории Каспия — В кн Проблемы нефтегазоносности Средней Азии. Л Гостоптехиздат, 1963, вып 14, с 11—37

Лучицкий И В Основы палеовулканологии М Наука, 1971 Т 1 480 с, Т 2 383 с

Лучицкий И В, Бондаренко П М Систематика и механизм образования концентрических структур — В кн Тектоника и структурная геология Планетология М Наука, 1976, с 163—170 (МГК 25 я сес Докл сов геологов)

Люстих Е Н Некоторые замечания об использовании физики в геотектонических построениях — Изв АН СССР Сер геол, 1962, № 1, с 109—110

Лялько В И О возможности дистанционных геохимических поисков некоторых полезных ископаемых на основе лидарной спектроскопии — Геол журн, 1979, № 5

Лялько В И, Митник М М Дистанционные геотермические поиски полезных ископаемых — Геол журн, 1975, № 6, с 27—46

Лялько В И, Митник М М, Вульфсон Л Д, Шпортюк З М Геотермические поиски полезных ископаемых Киев Наук думка, 1979 148 с

Макаров В И Дешифрируемость тектонических структур областей молодого эпиплатформенного горообразования на космических снимках Земли (на примере Юго-Западного Тянь-Шаня) — Изв вузов Геология и разведка, 1973, № 7, с 67—74

Макаров В И Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня М Наука, 1977 171 с (Тр ГИН АН СССР, Вып 307)

Макаров В И Предварительная карта линеаментов территории СССР — Изв вузов Геология и разведка, 1978, № 10, с 30—34

Макаров В И Карта тектонических линеаментов Северной Евразии — В кн Четвертичная геология и геоморфология Дистанционное зондирование М Наука, 1980, с 137—143 (МГК 26 я сес Докл сов геологов)

Макаров В И Линеаменты (проблемы и направления их исследований с помощью космических средств и методов) — Исслед Земли из космоса, 1981а, № 4, с 109—115

Макаров В И Методологические основы геологического дешифрирования космических снимков — Изв АН СССР Сер геол, 1981б, № 8, с 118—131

Макаров В И Некоторые проблемы и перспективы развития космических методов геологических исследований — Изв вузов Геология и разведка, 1981в, № 3, с 41—46

Макаров В И, Скобелев С Ф, Трифонов В Г и др Глубинная структура земной коры на космических изображениях — В кн Исследование природной среды космическими средствами Геология и геоморфология М ВИНИТИ, 1974, т 2, с 9—42

Макаров В И, Соловьева Л И Неотектонические поперечные структуры Тянь-Шаня и их выражение на космических снимках — Изв вузов Геология и разведка, 1975, № 2, с 10—18

Макаров В И, Соловьева Л И Перекрестный структурный план земной коры и проблема проявления ее глубинных элементов на поверхности (на примере Тянь-Шаня и Туранской плиты) — В кн Исследование природной среды космическими средствами Геология и геоморфология М ВИНИТИ, 1976, т 5, с 18—42

Макаров В И, Трифонов В Г О возможности использования материалов космической съемки для изучения глубинного строения земной коры — В кн Аэрокосмические исследования Земли М Наука, 1979, с 275—285

Макаров В И, Трифонов В Г, Щукин Ю К Отображение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках — Геотектоника, 1974, № 3, с 114—132

Макаров В И, Щукин Ю К Оценка активности скрытых разломов — Геотектоника, 1979, № 1, с 96—109

Малков И П, Юрганов Л Н, Дианов-Клоков В И Измерения содержания CO и CH_4 в северном и южном полушариях — Изв АН СССР Физика атмосферы и океана, 1976, т 12, № 11, с 1218—1221

Мальцев Б Д К характеристике новейшего строения Таласо-Ферганского разлома и Таласо-Ферганской зоны поднятий — Геофиз бюл, 1973, № 2, с 62—69

Малиновский Е П Условия формирования вольфрамитовых месторождений в районе с различной геологической историей — В кн Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах М Наука, 1968, с 166—225

Марковский А П Зеравшано-Гиссарская горная область Таджикско-Памирская экспед М, Л, 1935

Мартиросян С В, Сахатов В З Новые данные о структуре Айондзорского района Малого Кавказа — В кн Исследование природной среды космическими средствами Геология и геоморфология М ВИНИТИ, 1974, т 2, с 51—54

Масайтис В Л Геологические исследования падений кратерообразующих метеоритов Л Недра, 1973 20 с

Масайтис В Л, Михайлов М В, Селивановская Т В Попигайский метеоритный кратер М Наука 1975 124 с

Матвеев А В, Абраменко Н Н, Левков Э А, Костко А А Неотектоника территории Припятского прогиба Минск Наука и техника, 1980 106 с

Матросов П С Байкалиды, каледониды и варисциды Западной Монголии М, 1976 208 с (Тр ВСЕГЕИ Нов сер, Т 248)

Махин Г В, Волчегурский Л Ф, Коген В С, Филатова Н И О методике составления космофотогеологических карт — Изв вузов Геология и разведка, 1978, № 10, с 3—17

Махонин В М О картировании нижнего структурного этажа на основе использования материалов аэрокосмических фотосъемок — В кн Дистанционные методы при нефтегазопоисковых работах М ИГиРГИ, 1981, с 120—124

Межвилк А А Ленский структурный шов — В кн Тектоника Сибири М Наука, 1970, т 4, с 35—41

Межвилк А А Сибирская платформа — В кн Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР М Наука, 1977, с 100—118

Международная тектоническая карта Европы Масштаб 1 2 500 000 М ГУГК, 1962

Металлогенический анализ в областях активизации М Наука, 1977 197 с

Методические особенности и предварительные результаты космофотогеологического картирования района трассы БАМ Экспресс-информация М ВИЭМС, 1977, с 1—15 (Общая и региональная геология, геологическое картирование, № 11)

Методические рекомендации по оптико электронному преобразованию космических снимков и решение задач на его основе Саратов, 1979 38 с

Методы теоретической геологии Л Недра, 1978 336 с

Мещеряков Ю А Рельеф СССР М Наука, 1972 380 с

Милановский Е Е Новейшая тектоника Кавказа М Недра, 1968 483 с

Милановский Е Е Рифтовые зоны континентов М Недра, 1976 279 с

Милановский Е Е, Короновский Н Н Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии М Недра, 1973 280 с

Милосердова Л В Воспроизводимость результатов дешифрирования мегатрещиноватости — Вестн МГУ Сер 4, Геология, 1982, № 3, с 93—95

Мирчинк Г Ф, Хачатрян Р О, Громеко В Н и др Тектоника и зоны нефтегазонакопления Камско-Кинельской системы прогибов М Недра, 1965 203 с

Михайлова Р С Моделирование процессов формирования тектонических структур при некоторых механизмах деформирования — В кн Поля напряжений и деформаций в литосфере М Наука, 1979, с 244—250

Можаев Б Н, Астахов В Н, Богородский С М и др Применение материалов космических съемок при геологических исследованиях плит древних и молодых платформ Экспресс-информация М ВИЭМС, 1978 149 с (Общая и региональная геология и съемка, № 5)

Мокиенко В Ф, Медведев П В, Дьяченко В П Комплексное использование аэрокосмических и геохимических исследований при поисках нефти и газа в Волгоградском Поволжье — В кн Дистанционные методы при нефтегазопоисковых работах М ИГиРГИ, 1981, с 98—104

Морган В Океанические поднятия, глубоководные желоба, большие разломы и блоки земной коры — В кн Новая глобальная тектоника М Мир, 1974, с 68—92

Моссаковский А А Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры М Наука, 1975 360 с (Тр ГИН АН СССР, Вып 268)

Муратов М В Происхождение материковых и океанических впадин М Наука, 1975 176 с

Муратов М В Региональная тектоника материков Краткий очерк тектонической истории материков — В кн Тектоносфера Земли М Наука, 1978, с 11—33, 67—78

Мушкетов И В Туркестан Геологическое и орографическое описание по данным, собранным во время путешествий с 1874 по 1880 г 2-е изд, доп Пг, 1915 Т 1 Ч 1 558 с

Мячкин В И, Зубков С И Сводный график предвестников землетрясений — Изв АН СССР Физика Земли, 1973, № 6 28 с

Нагибина М С Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития — Геотектоника, 1970, № 5, с 10—17

Наливкин Д В Очерк геологии Туркестана Ташкент, 1926 151 с

Наливкин Д В Учение о фациях М, Л Изд-во АН СССР, 1956 Кн 1, 2 482 с

Неволин Н В Основные черты геологического строения фундамента Восточно-Европейской платформы — В кн Изучение геологического строения Восточно-Европейской платформы геофизическими методами М Недра, 1971, с 87—91

Немец В, Квет Р Проблемы применения математических методов для геологических исследований с учетом иерархий в планетарных равноудаленных разрывных системах — В кн Методология геологических исследований Владивосток, 1976, с 49—56

Нерсесов И Л, Пономарев В С, Кучай В К Особенности пространственного распределения сейсмического фона Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах М Наука, 1974, с 120—132

Несмеянов С А Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области М Недра, 1971 142 с

Нефтяные и газовые месторождения Западной Сибири / И И Нестеров, Ф К Салманов, В А Шпильман М Недра, 1971 463 с

Никифоров Л Г Структурная геоморфология морских побережий Изд-во МГУ, 1977 174 с

Николаев В В, Семенов Р М, Солоненко В П Новейшая структура и сейсмичность Янкан-Тукурингра-Джагдинского поднятия — В кн Сейсмические и сейсмологические исследования на центральном участке БАМа Якутск, 1978, с 105—122

Новые методы получения информации различными дистанционными приемниками и их обработка для решения геологических задач Экспресс информация М ВИЭМС, 1972, с 32—42 (Общая и региональная геология, геологическое картирование, № 6)

Новые принципы металлогенических прогнозов на территории Приморья М Наука, 1977 204 с

Овчинников Л Н, Баранов В Д Проблемы стереометаллогении — В кн Проблемы металлогении и рудогенеза Алма-Ата Наука, 1974, с 51—71

Огаринов И С Глубинное строение Урала М Наука, 1974 67 с

Огильви Н А Вопросы теории геотемпературных полей в приложении к геотермическим

методам разведки подземных вод — В кн Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли М Изд-во АН СССР, 1959, т 1, с 53—85

Онухов Ф С, Уфимцев Г Ф Неотектоника района полуострова Кони (Северное Приохотье) — В кн Структурный анализ дислокаций Хабаровск, 1974, с 272—291

Орлов В И Анализ динамики природных условий и ресурсов М Наука, 1975 210 с

Оруджева Д С, Воробьев В Т, Ромашов А А Аэрокосмические исследования нефтегазоносных территорий Прикаспийской впадины М Наука, 1982 76 с

Основные проблемы геологического строения Русской плиты Л Наука, 1979 120 с

Основы методики структурно-геоморфологических исследований при нефтегазопоисковых работах / Под ред С П Максимова, А Н Золотова, Л П Полканова М Недра, 1978 264 с

Основы тектоники Китая М Госгеолтехиздат, 1962 525 с

Осокина Д Н, Цветкова Н Ю Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения — В кн Поля напряжений и деформаций в литосфере М Наука, 1979, с 163—184

Осолодков Д Г, Стрельников С И, Швидак А А и др О строении Карской депрессии — Сов геология, 1975, № 3, с 114—119

Очиров Ц О, Шерман С И, Ерохов В Ф Разломная тектоника Саяно-Байкальской горной области и некоторые проблемы ее изучения — В кн Тектоника Сибири М Наука, 1976, т 7, с 107—111

Панин В М, Скобелев С Ф Опыт применения многозональных сканерных космических снимков Земли для изучения геологической структуры (на примере восточных районов Ферганы и Таджикской депрессии) — В кн Исследование природной среды космическими средствами Геология и геоморфология М ВИНИТИ, 1976, т 5, с 61—72

Панов Д Г Общая геоморфология М Высш школа, 1966 356 с

Парфенов В Д Значение микроструктурного анализа кальцитовых тектонитов для изучения разрывных смещений — Геотектоника, № 3, с 37—50

Парфенов В Д, Жуковский С С Моделирование хрупкого разрушения в условиях деформации сдвигания — Геотектоника, 1966, № 4, с 112—117

Парфенов Л М Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна М Наука, 1967 144 с

Парфенов Л М, Бердников Н В, Войнова И П и др Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии М Наука, 1979 239 с

Паталаха Е И Механизм возникновения структур течения в зонах смятия Алма Ата Наука, 1970 214 с

Пейве А В Разломы и тектонические движения — Геотектоника, 1967, № 5, с 8—24

Пейве А В, Буртман В С, Руженцев С В, Суворов А И Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии — В кн Гималайский и альпийский орогенез М Недра, 1964, с 156—172

Пейве А В, Яншин А Л, Зоненшайн Л П и др Становление континентальной земной коры Северной Евразии — Геотектоника, 1976, № 5, с 6—24

Петров А И, Плотников Л М, Юревич Г Г Роль волн напряжений в образовании структур центрального типа и перераспределении вещества в земной коре — В кн Давление и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы Л Недра, 1964, с 50—55

Петров А И, Плотников Л М, Юревич Г Г Механизм образования структур центрального типа — Сов геология, 1971, № 2, с 75—84

Петровская Н В, Андреева М Г, Мирчинк С Г Геологическое строение, минералогия и особенности генезиса золоторудных месторождений Балейского рудного поля (Восточное Забайкалье) М ЦНИГРИ, 1961 97 с

Петрусевич М Н Аэрометоды при геологических исследованиях М Госгеолтехиздат, 1962 340 с

Петрушевский Б А Индо-Памирская глубинная зона и Западно-Деканское землетрясение — Геотектоника, 1969, № 2, с 45—50

Пиотровский М В Использование морфологии для изучения рельефа и строения Земли — В кн Земля во Вселенной М Мысль, 1964, с 278—297

Пиотровский М В Некоторые закономерности сводово-блоковой морфотектоники — В кн Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры М Наука, 1968, с 62—71

Плотников Л М, Петров А И, Юревич Г Г Неравномерность распределения механических напряжений в геологических телах и ее последствиях — В кн Давление и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы Л, 1969, с 67—78

Погорелов В С Гранитоиды Северного Зауралья — В кн Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала — Свердловск, 1971, с 343—352 (Тр 2-го Урал петрогр совещ, Т 4)

Покалов Е П Возраст и геотектоническая позиция вольфрам-молибденового оруденения в Джидинском районе Западного Забайкалья — Докл АН СССР, 1979, т 247, № 8, с 678—681

Попов В И, Таль Вирский Б Б, Попов А Т Трансазиатский рифтовый пояс Наливкина Ташкент Фан, 1979 158 с

Попова Г З Колцевые и линейные морфоструктуры Казахской складчатой страны Алма-Ата, 1966 211 с

Порошин С В Опыт комплексного геологического дешифрирования космических снимков М ЦНИИГАиК, 1978, с 56—62

Порошин С В Сравнительный анализ информативности геологических карт и космических снимков — Изв АН СССР Сер геол, 1981, № 5, с 114—123

Поршняков Г С Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня Л, 1973 207 с (Изв ЛГУ, № 2)

Применение аэрометодов для исследования моря / Под ред В Г Здановича М, Л Изд-во АН СССР, 1963 546 с

Применение радиолокационной аэросъемки при геолого-географических исследованиях Л Недра, 1981 240 с

Применение радиолокационной аэросъемки при изучении тектоно-магматических структур Экспресс-информация М ВИЭМС, 1974,

с 6—16 (Общая и региональная геология, геологическое картирование, № 8/9)

Проблемы глобальной корреляции геологических явлений М Наука, 1980 220 с

Пуздровский Е П, Карпий В Е, Муравин В Т и др Результаты комплексных исследований с целью прямых поисков газонефтяных месторождений в пределах Руденковской моноклинали — Геология нефти и газа, 1976, № 3, с 47—53

Пуканов В Г, Москалев Н П, Серегин А М Угленосно-терригенный структурно-формационный комплекс отложений Ферганской впадины и его нефтегазоносность — В кн Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов М Наука, 1980, с 217—227

Пущаровский Ю М, Козлов В В, Мозарович О А, Сулиди-Контратьев Е В Системы разломов в Тихом океане — Геотектоника, 1980, № 2, с 3—12

Пятков К К, Пяновская И А, Бухарин А К, Быковский Ю К Геологическое строение Центральных Кызылкумов Ташкент Фан, 1967 178 с

Радкевич Е А Геология и металлогения типовых рудных районов Приморья М Изд-во АН СССР, 1962 130 с

Размахнин Ю Н, Размахнина Э М Орму Эманская и Кемская структурно формационные подзоны Среднего Сихотэ-Алиня и разделяющий их дуговой разлом — Сов геология, 1967, № 1, с 93—104

Размахнин Ю Н, Размахнина Э М О дуговых разломах Приморья и их металлогеническое значение — В кн Рудные провинции и генетические типы месторождений олова и вольфрама Новосибирск Наука, 1975, с 142—152

Рамберг Х Моделирование тектонических движений, вызываемых силой тяжести при помощи центрифуги — В кн Сила тяжести и тектоника М Мир, 1976, с 70—88

Ранцман Е Я Места землетрясений и морфоструктура горных стран М Наука, 1979 162 с

Расцветаев Л М Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени — В кн Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек М Изд-во МГУ, 1973, сб 5, с 17—28

Расцветаев Л М О геологической природе линеаментов, выявляемых на космических изображениях Земли, на примере Кавказа — Изв вузов Геология и разведка, 1974, № 12, с 58—66

Расцветаев Л М Области кайнозойской складчатости Горный Крым и Северное Причерноморье — В кн Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР М Наука, 1977, с 95—113

Резанов И А Ашхабадское землетрясение 1948 года и геологические условия его возникновения — Изв АН СССР Сер геофиз, 1958, № 6, с 30—45

Резанов И А История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР М Изд-во АН СССР, 1962 175 с

Резвой Д П О Западно-Тяньшаньском поперечном глубинном шве — Вестн Львов у-та Сер геол, 1962, № 1, с 21—35

Рейнлиб Э Л, Романовский И П Интрузивно-купольные структуры Сихотэ-Алиня — В кн Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока Владивосток, 1977, с 21—26

Рикитаке Т Предсказание землетрясений М Мир, 1979 392 с

Розен О М, Иванов О Д, Крамаренко С М Эволюция гранитоидов в срединных массивах — Геотектоника, 1974, № 2, с 72—85

Розенфельд А Распознавание и обработка изображений с помощью вычислительных машин М Мир, 1972 150 с

Ромашов А А, Волчегурский Л Ф, Воробьева В Т и др Использование космических снимков для изучения глубинных структур земной коры нефтегазоносных областей Статья 4 Методика и эффективность космофототектонического картирования платформенных областей (на примере Арало-Каспийского региона) — Изв вузов Геология и разведка, 1979, № 4, с 102—111

Рудкевич М Я, Смирнов В Г Структурно тектоническое районирование Западно Сибирской плиты и общие закономерности в размещении зон регионального нефтегазонакопления в ее пределах — В кн Проблемы тектоники нефтегазоносных областей Сибири Тюмень, 1977, с 75—100 (Тр Зап СибНИГНИ, Вып 125)

Рудные поля Карамазара Душанбе Ифрон, 1975 Т 3 448 с

Румянцева А Ф Опыт индикационного дешифрирования космических снимков Северо Западного Кавказа — Изв вузов Геология и разведка, 1978, № 10, с 55—61

Рябухин А Г Специальные методы дистанционного изучения Земли для геологических целей — Изв вузов Геология и разведка, 1973, № 7, с 140—149

Рябухин А Г Некоторые особенности структуры юго-западной окраины Багамской плиты по данным космической съемки — Изв вузов Геология и разведка, 1974, № 12, с 86—89

Рябухин А Г, Харлова О И, Кутуков Д А О возможности появления ложных аномалий на космических изображениях — Изв вузов Геология и разведка, 1976, № 11, с 145—154

Савинский К А, Александров В К, Мордовская Т В и др К проблемам границ Сибирской платформы — Геология и геофизика, 1971, № 4, с 39—54

Салоп Л И Геология Байкальской горной страны М Недра, 1964 Т 1 415 с

Салоп Л И Два типа структур докембрия гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола — Бюл МОИП Отд геол, 1971, т 46, вып 4, с 5—11

Салоп Л И Общая стратиграфическая шкала докембрия Л Недра, 1973 310 с

Сардаров С С, Суетной В В Тепловой поток, формируемый нефтегазовыми структурами — Сов геология, 1975, № 2, с 122—126

Сафонов Ю Г, Булавский Ю И, Завалин В И и др Первый опыт использования космических снимков для изучения рудных полей и месторождений — В кн Эндогенные рудные месторождения М Наука, 1980, с 82—116

Сахатов В З Результаты геологического дешифрирования космических снимков юго восточной части Кавказа — В кн Исследование природной среды космическими средствами Геология и геоморфология М ВИНИТИ, 1973а, с 124—126

Сахатов В З Роль космических снимков при решении задач региональной тектоники юго-восточной части Кавказа — Изв вузов Геология и разведка, 1973б, с 62—69

Сахатов В. З. Особенности структуры Кавказско-Таврского региона по данным дешифрирования космических снимков. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 11, с. 14—25.

Сахатов В. З., Скублова Н. В., Яковлев Н. А. Возможности использования космических инфракрасных снимков, полученных со спутников системы «Метеор», в целях геологии (на примере Восточного Казахстана). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 7, с. 150—156

Святловский А. Е. Структурная вулканология. М.: Недра, 1971. 232 с.

Севастьянов В. И., Хаин В. Е., Ярмолюк В. А. Значение космических методов в геологических исследованиях. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 7, с. 3—7.

Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М.: Наука, 1968. 220 с.

Сенин Б. В. Отражение неотектоники в рельефе и строении четвертичных отложений юга Голодной степи (в связи с ее мелиоративным освоением): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1979. 24 с.

Сенин Б. В., Голикова Т. И. Новейшая структура гор Каратюбе по данным геоморфологических исследований. — Материалы 2-й науч. конф. аспирантов и молодых ученых МГУ. Сер. геол., 1975, с. 116—121. (Деп. в ВИНИТИ, деп. № 642—76).

Сидоренко А. В. Космос и геология. — В кн.: Наука и человечество. М.: Знание, 1973, с. 1—25.

Симаков А. С. О крупном разломе в бассейне р. Колымы. — Материалы по геологии Северо-Востока СССР, 1949, вып. 5, с. 10—15.

Скарятин В. Д. Космоснимки на службе геологии. — Природа, 1970, № 3, с. 10—15.

Скарятин В. Д. Об изучении разрывной тектоники по комплексу разномасштабных космоснимков Земли. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 7, с. 34—50.

Скарятин В. Д. Применение метода многоступенчатой генерализации при изучении геологических структур разного масштаба (на примере Северного Кавказа). — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М., 1976, т. 5, с. 123—141.

Скарятин В. Д., Атанасян С. В. Линейные и кольцевые структуры некоторых районов Евразии. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 11, с. 135—148.

Скобелев С. Ф. Горизонтальное сжатие и развитие складок на хребте Петра Первого. — Геотектоника, 1977, № 2, с. 105—119.

Скобелев С. Ф., Флоренский П. В. Голоценовые тектонические деформации и оползни в Вахшской надвиговой зоне. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 104—107.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1969. 685 с.

Смирнов Л. Е. Аэрокосмические методы географических исследований. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. 320 с.

Соколов В. А. Очерки генезиса нефти. М.: Гостехиздат, 1948. 460 с.

Соколов В. А. Геохимия природных газов. М.: Недра, 1971. 334 с.

Соловьев В. А. Тектоника континентов. Хабаровск, 1975. 366 с.

Соловьев В. В. Структуры центрального типа на территории СССР по данным геолого-морфологического анализа. Л.: Недра, 1978, 112 с.

Соловьева Л. И., Богородский С. М., Бурлакова Г. С. и др. Методика индикационного дешифрирования разномасштабных аэрокосмических снимков и топографических карт как основа структурно-геоморфологического анализа закрытых районов. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1976, т. 5, с. 161—167.

Солоненко В. П. Палеосейсмогеологический метод. — В кн.: Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана. Душанбе: Дониш, 1970, ежег. № 1, с. 21—45.

Солоненко В. П. Палеосейсмогеология. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 9, с. 3—16.

Сонин И. И., Трофимов Д. М. Направление поисков полезных ископаемых в складчатых областях с помощью космофотосъемки. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 3, с. 55—70.

«Союз-22» исследует Землю. М.: Наука, 1980. 231 с.

Ставцев А. Л., Ботов Л. В. Новые данные о глубинном строении юго-западной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — Экспресс-информация. М.: ВИНИТИ, 1975, с. 1—14. (Общая и региональная геология, геологическое картирование; № 9).

Ставцев А. Л., Ботов Л. В. Информация из космоса и рудоносность. Экспресс-информация. М.: ВИНИТИ, 1979, с. 1—4. (Общая и региональная геология, геологическое картирование; № 3).

Стовас М. В. Некоторые вопросы тектогенеза. — В кн.: Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 222—274.

Стоянов С. Некоторые физические аспекты разламывания в земной коре. — Изв. Геол. ин-та. Сер. геотектоника. София, 1970, т. 19, с. 127—141.

Стоянов С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Наука, 1977. 144 с.

Стрельников С. И. Применение радарной аэросъемки в США при изучении и освоении природных ресурсов (обзор): Экспресс-информация. М.: ВИЭМС, 1971. 19 с. (Региональная геология и методика геологического картирования).

Стрельников С. И. Некоторые вопросы использования материалов радиолокационной аэросъемки при геологических исследованиях. — Сов. геология, 1972, № 3, с. 73—85.

Стрельников С. И. Особенности структуры Урала по данным дешифрирования космических снимков. — Сов. геология, 1979, № 7, с. 49—61.

Стрельников С. И., Гусев Н. А., Скублова Н. В. Результаты геологического и геоморфологического дешифрирования космического фотоснимка Восточного Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау и Северного Тарима. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1973, с. 78—87.

Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану / Г. С. Гнибиденко, Ю. А. Косыгин, К. Ф. Сергеев и др. Новосибирск: Наука, 1976. 368 с.

Структура и тектоническое положение Большого Балхана / Г. И Амурский, К. В. Тиунов, Б. А. Хариков, А. Е. Шлезингер. М.: Наука, 1968. 52 с.

Структуры рудных полей и месторождений. Л.: Госгеолтехиздат, 1960. 271 с.

Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. 220 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 179).

Суворов А. И., Самыгин С. Г. О тектоническом сближении фаций по крупным надвигам. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 6, с. 46—64.

Судариков Ю. А., Серкеров С. А., Холин А. И., Шрайбман В. И. Использование геолого-геофизических данных для изучения региональной тектоники нефтегазоносных областей. М.: Недра, 1976. 186 с.

Сулейманов Э. С., Нечаев Ю. В., Ахундов Р. А. и др. Оценка глобальной трещиноватости земной коры по космическим снимкам. — Сов. геология, 1978, № 11, с. 105—111.

Сурков В. С., Жеро О. Г. Связь тектоники фундамента и платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Проблемы тектоники нефтегазоносных областей Сибири. Тюмень, 1977, с. 33—56. (Тр. Зап.-СибНИГНИ; Вып. 125.).

Сурков В. С., Жеро О. Г., Уманцев Д. Ф. и др. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М.: Недра, 1973. 444 с. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 152).

Сухов В. И. Вулканогенные формации юга Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. 113 с.

Схема зон глубинных разломов территории СССР (по геофизическим данным). Масштаб 1 : 10 000 000 / Под ред. Д. М. Мильштейна. Л.: ВСЕГЕИ, 1977.

Табарин В. А., Федоров Б. И. Лазерный локатор для обнаружения малых утечек метана из трубопроводов. — В кн.: Тез. 4-го Всесоюз. симпоз. по лазерному зондированию атмосферы. Томск, 1976, с. 264—267.

Таль-Вирский Б. Б. Некоторые закономерности тектонического развития зон платформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня (по результатам геофизических исследований). — В кн.: Активизированные зоны земной коры: Новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964, с. 109—122.

Тараканов Ю. А. Источники крупнейших гравитационных аномалий. — В кн.: Глубинное строение и геофизические особенности структуры земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977, с. 94—99.

Тезисы докладов научного семинара, проводимого в рамках совещания Рабочей группы социалистических стран по дистанционному зондированию Земли с помощью аэрокосмических средств. Будапешт: Интеркосмос, 1978. 88 с.

Тектоника Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 199 с.

Тектоника Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1979. 92 с.

Тектоническая карта Белоруссии. Масштаб 1 : 1 000 000. М.: ГУГК, 1977.

Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1 : 5 000 000 / Гл. ред. А. Л. Яншин. М.: ГИН АН СССР, ГУГК, 1966.

Тектоническая карта Европы и смежных областей. Масштаб 1 : 10 000 000 / Отв. ред. В. Е. Хаин, Ю. Г. Леонов. М.: ГУГК, 1979.

Тектоническая карта Монгольской Народной Республики. Масштаб 1 : 1 500 000 / Ред. А. Л. Яншин. М.: ГУГК, 1978.

Тектоническая карта фундамента территории СССР. Масштаб 1 : 5 000 000 / Гл. ред. Д. В. Наливкин. М.: МГ СССР, АН СССР, 1974.

Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 115 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 359).

Тильман. С. М., Афицкий А. И., Чехов А. Д. Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива. — Геотектоника, 1977, № 4, с. 6—17.

Титов Г. С. Звездные шаги человечества. — Коммунист, 1981, № 6, с. 92—101.

Тихомиров С. Н. Кольцевые эксплозивные структуры проблематичного генезиса: Экспресс-информация. М.: ВИЭМС, 1978. 51 с. (Общая и региональная геология, геологическое картирование).

Толковый словарь английских геологических терминов. М.: Мир, 1978. Т. 2. 588 с.

Томсон И. Н., Кочнева Н. Т., Полякова О. П. Верхнемезозойские сводовые поднятия Восточного Забайкалья и их металлогеническое значение. — Сов. геология, 1969, № 12, с. 22—35.

Томсон И. Н., Кочнева Н. Т., Полякова О. П. Мегасвод Восточного Забайкалья и связь с ним нижнемелового эпитермального оруденения. — В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1974, с. 92—101.

Томсон И. Н., Фаворская М. А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения. — Сов. геология, 1968, № 10, с. 6—20.

Тораринссон С. Срединная зона Исландии. — В кн.: Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970, с. 110—127.

Точельников Ю. С. Оптические свойства ландшафта. Л.: Наука, 1974. 221 с.

Трифонов В. Г. О разработке методики геологического дешифрирования космических изображений Земли. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 7, с. 14—18.

Трифонов В. Г. Аэрокосмические и наземные методы изучения молодых разрывных нарушений (на примере Копетдага). — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1976а, т. 5, с. 103—113.

Трифонов В. Г. Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования космических снимков и наземным наблюдениям. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1976б, № 11, с. 54—64.

Трифонов В. Г. Молодые тектонические нарушения Копетдага и Юго-Восточного Кавказа и их значение для сейсмического районирования. — В кн.: Современные сейсмодислокации и их значение для сейсмического микрорайонирования. М.: Изд-во МГУ, 1977, с. 54—60.

Трифонов В. Г. (с дополнениями Е. Е. Милановского). Восточная рифтово-вулканическая зона: Общие вопросы строения и развития рифтово-вулканических зон. — В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет: Геоморфология. Тектоника. М.: Наука, 1979, с. 108—125, 128—133, 155—165.

Трифонов В. Г. Тектоника активных областей земной коры в позднем плейстоцене и голоцене: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1980. 49 с.

Трифонов В. Г., Бызова С. Л., Ведешин Л. А. и др. Вопросы методики геологического дешифрирования космических изображений Земли. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология

и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1973, с. 11—77.

Трифонов В. Г., Макаров В. И., Флоренский П. В. Изучение глубинного строения литосферы с помощью комплекса космических снимков. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980, с. 115—122 (МГК. 26-я сес. Докл. сов. геологов).

Трифонов В. Г., Флоренский П. В. Геолог ангажирует космовидение. — Радио и телевидение, 1967, № 36, с. 12.

Трофимов Д. М. Об интерпретации линейно-купольной тектоники Восточно-Европейской платформы (структуры I порядка по данным дешифрирования космических снимков). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1980, № 2, с. 3—10.

Трофимов Д. М. Глубинная структура Восточно-Европейской платформы по данным дешифрирования космоснимков. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 3, с. 21—30.

Трофимов Д. М., Дмитриева Б. И. О взаимосвязи линейных и изометрических объектов на космических снимках и нефтегазоносных структур Бузулукской впадины. — Исслед. Земли из космоса, 1981, № 3, с. 39—44.

Трофимов Д. М., Зотова Е. Н., Израилев В. М. и др. Предварительные результаты комплексной геологической интерпретации аэро- и космических снимков центральной части Окско-Цнинского вала. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 11, с. 69—76.

Трофимов Д. М., Кац Я. Г., Сонин И. И. Некоторые вопросы геологической информативности космических снимков. — В кн.: Исследование приодной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1976, т. 5, с. 287—291.

Туманов Р. Р. Новые данные о тектонике Городецко-Ковернинской тектонической зоны. — В кн.: Материалы по геологии востока Русской платформы. Казань, 1973, вып. 5, с. 112—115.

Тяпкин К. Ф. Изучение разломной (блоковой) тектоники щита. — В кн.: Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами. М.: Недра, 1972, с. 64—115.

Уткин В. П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.

Фаворская М. А., Томсон И. Н., Баскина В. А. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 193 с.

Фаворская М. А., Томсон И. Н., Иванов Р. Г. и др. Связь магматизма и эндогенной минерагении с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. 264 с.

Фирсов Л. В. О метеоритном происхождении Пучеж-Катунского кратера. — Геотектоника, 1965, № 2, с. 106—118.

Флоренская Т. В. Соотношение геофизических полей и космических изображений южной части Сибирской платформы. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1976, т. 5, с. 250—260.

Флоренский В. П., Лапинская Т. А. Стратиграфическое соотношение основных серий докембрийских пород Волго-Уральской нефтегазоносной области. — Нефт. хоз-во, 1956, № 5, с. 37—45.

Флоренский В. П., Лапинская Т. А., Князев В. С. Некоторые итоги петрографического изучения кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтеносной области. М.: Гостоптехиздат, 1950, с. 65—85. (Тр. МИНХиГП; Вып. 24).

Флоренский И. В., Флоренский П. В. Проявление внутренней структуры Камчатки на космических снимках разного масштаба. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1976, т. 5, с. 72—79.

Флоренский П. В. Дешифрирование глубинной структуры Туранской плиты по космическим снимкам в связи с поисками месторождений нефти и газа. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 7, с. 112—117.

Флоренский П. В. Применение космических исследований при изучении нефтегазоносных территорий (на примере Туранской плиты). В кн.: Принципы нефтегеологического районирования в связи с прогнозированием нефтегазоносности недр. М.: Недра, 1976, с. 229—238.

Флоренский П. В. Использование космических съемок при поисках нефти и газа. — В кн.: Аэрокосмические исследования Земли. М.: Наука, 1979, с. 286—297.

Флоренский П. В., Забелин Е. И., Мочалов С. В., Пименов Ю. Г. Неравномерное распределение кольцевых структур Луны по их диаметрам. — В кн.: Проблемы геологии Луны. М.: Наука, 1969, с. 206—228. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 204).

Флоренский П. В., Петренко А. С., Шорин-Константинов Б. П., Ведешин Л. А. Место космического изображения при комплексной обработке геолого-геофизической информации для изучения глубинного строения Нижнего Поволжья. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами: Геология и геоморфология. М.: ВИНИТИ, 1976, т. 5, с. 42—60.

Флоренский П. В., Руднев А. Н., Крючков В. П. Уточнение внутренней структуры полуострова Бузачи по комплексу космических снимков. — Геология и разведка, 1976, № 11, с. 99—104.

Флоренский П. В., Руднев А. Н., Скобелева Н. М. Триасовые отложения — основной объект поисков нефти и газа на Южном Мангышлаке. — В кн.: Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М.: МИНХиГП, 1978, с. 62—64.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.

Фотиади Э. Э., Сурков В. С., Гришин М. П., Жиро О. Г. Региональные геофизические исследования строения земной коры Сибири. — Геология и геофизика, 1978, № 1, с. 90—95.

Фридманд В. М., Глазовская М. А. Основные формы структур почвенного покрова Земли. — Природа, 1979, № 111(771), с. 61—70.

Фрумкин И. М., Нужнов С. В. Основные проблемы геологии архея Алданского щита. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1968, вып. 18, с. 7—18.

Фу К. С. Модель последовательных решений для оптимального опознавания. — В кн.: Проблемы бионики: Биологический прототип и синтетические системы. М.: Мир, 1965, с. 54—61.

Фу К. С. Последовательные методы в распознавании образов и обучении машин. М.: Наука, 1977. 256 с.

Фузайлов И. А. Структура консолидированной коры западного погружения Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1978. 180 с.

Хаин В. Е. Норгидо-Нигерийский позднедокембрийский подвижный пояс и условия заложения Западного Тетиса. — Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 6, с. 1340—1343.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника: Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Наука, 1971. 545 с.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.

Хаин В. Е. Региональная тектоника. М.: Недра, 1977. 359 с.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника: Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.

Хаин В. Е., Еремин В. К., Кац Я. Г., и др. Современное состояние геологических исследований из космоса. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 11, с. 5—13.

Херасков Н. Н. Определение генезиса разломов на основе анализа сети разрывных нарушений в Западном Саяне и Туве (стресс-анализ). — Геотектоника, 1977, № 1, с. 52—66.

Хохлов Э. П. Геолого-структурный контроль рудоносности северной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Нижнее Приамурье). — В кн.: Геология и металлогения Приамурья. Владивосток, 1977, с. 107—122.

Хренов П. М., Шерман С. И., Александров В. К. и др. Южное обрамление Сибирской платформы. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977, с. 30—42.

Худяков Г. И. Принципы морфоструктурного анализа и восстановления истории развития наземного рельефа. История развития рельефа. — В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока: Юг Дальнего Востока. М.: Наука, 1972, с. 24—382.

Худяков Г. И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 256 с.

Худяков Г. И., Денисов Е. П., Коротский А. М. и др. Юг Дальнего Востока. М.: Наука, 1972. 423 с.

Цареградский В. А. К вопросу о деформациях земной коры. — В кн.: Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 115—138.

Цейслер В. М., Флоренский В. К., Васюков В. С. Тектонические структуры северной части Ферганского хребта. — Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 56, вып. 6, 1981, с. 3—13.

Цыганков А. В. Методы изучения неотектоники и морфоструктуры Нижнего Поволжья в связи с нефтеносностью. — Тр. ВНИПИНефть, Волгоград, 1971, вып. 7. 254 с.

Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры. Киев: Изд-во АН УССР, 1963. 153 с.

Чедия О. К. Новейшие поперечные поднятия, их типы и практическое значение (на примере Средней Азии). — В кн.: Материалы по геологии Памира. Душанбе, 1964, вып. 2, с. 12—29.

Чедия О. К. Юг Средней Азии в эпоху новейшего горообразования. Фрунзе: Илим, 1972. Кн. 1 и 2. 224 с.

Чекалюк Э Б., Федорцов И. М., Осадчий В. Г. Полевая геотермическая съемка. Киев.: Наук. думка, 1974. 102 с.

Чембровский О. А., Казаров Ю. К. Принципы применения и основные направления развития космической техники в прикладных целях. — В кн.: Итоги развития науки и техники: Ракетостроение. М., 1974, т. 4, с. 212—240.

Червяковский Г. Ф., Таврин И. Ф., Ярошин А. Я. и др. Широтные и субширотные структуры Урала. — Сов. геология, 1966, № 11, с. 35—43.

Чесноков Ю. М., Ведешин Л. А. Фотографические методы исследования Земли из космоса. — В кн.: Исследование земных ресурсов космическими средствами. М.: ВИНИТИ, 1975, ч. 1, с. 11—20.

Чижова Н. Г. Кольцевые морфоструктуры и их роль в локализации эндогенного оруденения (на примере Тимано-Уральского региона). — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973, с. 152—154.

Чижова Н. Г. Применение морфоструктурного анализа для выявления кольцевых структур и их роль в локализации эндогенного оруденения (на примере Тимано-Североуральского региона). — Геоморфология, 1975, № 2, с. 107—109.

Чудновский А. Ф. Теплофизика почвы. М.: Наука, 1976. 352 с.

Шарапов В. Н., Бондаренко П. М., Пяткин В. П. Выявление инструментальными методами рисунка разломов Центральной Камчатки и расшифровка их генезиса. — Исслед. Земли из космоса, 1980, № 2, с. 44—50.

Шарданов А. Н. Структурный план молодых плит юга СССР на основе космической информации. — В кн.: Дистанционные методы при нефтегазопоисковых работах. М.: ИГиРГИ, 1981, с. 3—30.

Шарков В. В. Аэрометоды изучения океана и его дна. — В кн.: Проблемы исследования и освоения Мирового океана. Л.: Судостроение, 1979, с. 135—165.

Шарков В. В., Гурьева З. И. К вопросу геологического дешифрирования космических снимков морских акваторий. — В кн.: Применение новых видов аэросъемок при геологических исследованиях. Л.: ВСЕГЕИ—ЛАЭМ, 1976, с. 11—21.

Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 39—66.

Шафрановский И. И. Симметрия в природе. М.: Недра, 1968. 184 с.

Шейнманн Ю. М. Тектоника и магматизм. — В кн.: Избранные труды. М.: Наука, 1976. 392 с.

Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 101 с.

Шерман С. И., Медведев М. Е., Ружич В. В. и др. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1979. 136 с.

Шилин Б. В., Гусев Н. А. Тепловая съемка вулканов Камчатки. — Сов. геология, 1969, № 5, с. 10—25.

Шилин Б. В., Гусев Н. А., Кариженский Е. Я. Об использовании инфракрасной аэросъемки для выявления участков избыточного увлажнения и выходов подземных вод. — Сов. геология, 1971, № 1, с. 19—35.

Шилин Б. В., Неварко Е. А., Горный В. И., Выприцкий Г. С. Геологические предпосылки инфракрасной аэросъемки. — В кн.: Применение новых видов аэросъемок при геологических исследованиях. Л.: ВСЕГЕИ—ЛАЭМ, 1976, с. 71—101.

Шило Н. А., Ващилов Ю. Я., Мигович И. М. Вопросы глубинного строения Северо-Востока СССР по гравиметрическим данным. — Геология и геофизика, 1979, № 2, с. 13—28.

Шило Н А, Умитбаев Р Б Монголо-Чукотская система глубинных разломов — древняя сейсмофокальная зона — Геология и геофизика, 1977, № 11, с 158—165

Широкова Е И О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Кавказа и примыкающих районов — Изв АН СССР Сер геофиз, 1962, № 10, с 15—24

Шихалибейли Э Ш Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа Баку Изд-во АН АзССР, 1966 263 с

Шокальский Ю М Океанография Л Гидрометеоиздат, 1959 537 с

Шолпо В Н Альпийская геодинамика Большого Кавказа М Недра, 1978 175 с

Шульц С С Анализ новейшей тектоники и рельефа Тянь Шаня М, 1948 222 с (Зап Всесоюз геогр о-ва Нов сер, Т 3)

Шульц С С Планетарная трещиноватость (основные положения) — В кн Планетарная трещиноватость Л Изд-во ЛГУ, 1973, с 5—37

Шульц С С (мл) Концентрические сводные структуры Приаралья и Кызылкумов на космических снимках, полученных с орбитальной станции «Салют» — В кн Исследование природной среды, космическими средствами Геология и геоморфология М ВИНИТИ, 1974, т 2, с 88—89

Шульц С С (мл) Линейные и мозаичные системы сдвигов на космических снимках Земли — Изв вузов Геология и разведка, 1975, № 1, с 16—21

Шульц С С (мл) Системы левых и правых сдвигов Евразии на космических снимках — В кн Исследование природной среды космическими средствами Геология и геоморфология М ВИНИТИ, 1976, т 5, с 95—102

Шульц С С (мл) Использование материалов космических съемок — В кн Методическое руководство по изучению планетарной трещиноватости М, Л Недра, 1977, с 71—120

Шульц С С (мл), Проблемы и методы глобальной тектоники — В кн Методы теоретической геологии Л Недра, 1978, с 234—260

Щеглов А Д, Брюханов В Н, Буш В А и др Космогеологическая карта линейных и кольцевых структур территории СССР — В кн Четвертичная геология и геоморфология Дистанционное зондирование М Наука, 1980, с 130—137 (МГК 26-я сес Докл сов геологов)

Щерба Г Н Колонна преобразования земной коры Алма-Ата Наука, 1975 279 с

Щерба Г Н, Дъячков Б А, Нахтигаль Г П О зональности в размещении редкометального оруденения на юго-западном Алтае — Изв АН КазССР, 1979, № 2, с 19—30

Щукин Ю К Глубинные сейсмогенные разломы земной коры Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации М ВНИИГеофизика, 1973, с 70—79

Щукин Ю К Сейсмогенные структуры и фокальные зоны Альпийского пояса и их связь с геофизическими полями и разломами — В кн Разломы земной коры М Наука, 1977, с 125—133

Эшби У Р Что такое разумная машина — В кн Кибернетика — неограниченные возможности и возможные ограничения М Наука, 1979, с 33—46

Юшманов В В Очаговые морфоструктуры Алданского щита — В кн Геология Дальнего Востока Владивосток, 1975, с 62—71

Юшманов В В Очаговые куполовидные морфоструктуры востока Алданского щита и их роль в локализации оруденения — В кн Геоморфология и неотектоника горных областей Дальнего Востока Владивосток, 1977, с 105—118

Юшманов В В Концентрические горные системы Алдано-Станового региона и их классификация — В кн Типы и механизмы горообразования Иркутск, 1979, с 114—116

Якубов Д Х, Ахмеджанов М А, Борисов О М Региональные разломы Срединного и Южного Тянь-Шаня Ташкент Фан, 1976 146 с

Ян-Жин-Шин В А, Валакшин Г Д, Волкодав А И и др Опыт использования космической информации в Якутском территориальном геологическом управлении Экспресс-информация М ВИЭМС, 1978, с 26—39 (Общая и региональная геология, геологическое картирование, № 2)

Яншин А Л Взгляды А Д Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской плиты и современные представления по этому вопросу — В кн Памяти академика А Д Архангельского М, Л Изд во АН СССР, 1951, с 254—327

Яшин А Л, Зятькова Л К Развитие и использование исследований природных явлений и ресурсов в Сибири и на Дальнем Востоке — Исслед Земли из космоса, 1980, № 1, с 40—48

Amad M U, Ghosh W A, Antalovich G W Temperature survey of ceal mones producing water — In Proc of the 7th Intern Symp on Remote of Environ Michigan, 1971, p 10—21

Attneave F Some informational aspect of visual perception — Phychol Rev, 1954, vol 61 183 p

Baird A K, Morton D M, Baird K W, Woodford A O Transverse ranges province a unije structural petrochemical belt across the San Andreas fold system — Bull Geol Soc Amer, 1974, vol 85, N 2, p 163—174

Belaev K, Bylinsky R, Dolivo-Dobrovolsky A et al Tectonic pattern of the Eastern part of the Baltic Shield — In Proc of the Soviet-Finnish Symp in Finland "Fault Tectonics in the Eastern Part of the Baltic Shield" Helsinky, 1977, p 35—48

Bodechtel J, Crieloff-Emden H G Weltraumbilder der Erde Munchen List Verl, 1969 176 S

Brennan P A, Lintz I IR remote seneing of some sedimentary rocks — Proc of 7th Intern Symp on Remote Sensing of Environ Michigan, 1971, p 7—15

Bylinsky R, Dolivo-Dobrovolsky A, Glebovitsky V The Maior Belomorian Deep Faults Zone — In Proc of the Soviet-Finnish Symp in Finland "Fault Tectonics in the Eastern Part of the Baltic Schield' Helsinky, 1977, p 49—62

Cassinis R, Marino C M, Tonelli A M Evaluation of thermal IR-imageri on Italian volcanic areas-ground and airborne surveys — Proc of 7th Intern Symp on Remote Sensing of Environ Michigan, 1971, p 50—65

Choubert G Sur les reactions provoquces par la chite de grande meteorites (d'apres des craters meteoriques des impactites et des tecti tes) — Notes Serv Geol Maroc, 1977, vol 38, N 268, p 1—114

Clark M M Comparison of SLAR images and small scale low-sun aerial photographs —

Bull Geol Soc Amer, 1971, vol 82, N 6, p 1755—1842

Condie K C North American composition of the ancient crust — Science, 1967, vol 155, N 3765, p 1013—1015

Condie K C Geochemistry of early Precambrian graywackes from Wyoming — Geochim et cosmochim acta, 1967, vol 31, N 11, p 2135—2149

Condie K C Archaen magmatism and crustal thickening — Bull Geol Soc Amer, 1973, vol 84, N 9, p 2981—2992

Dellwig L F An evaluation of multifrequency radar imagery of the Pisgah Crater area, California — Mod Geol, 1969, vol 1, N 1, p 65—73

Dence M R, Grieve R A, Robertson R B Terrestrial impact structures principal characteristics and energy consideration — In Impact and explosion craters N Y, 1977, p 247—275

Dictionary of geological terms N Y Dolphin Books, 1962, 545 p

Dolivo Dobrovolsky A, Strelnikov S The remote sensing study of the largest lineaments and their system — In Proc of the Fest Intern Conf on the New Basement Tectonics Salt Lake City, Utah USGS Publ, 1976, N 5, p 349—354

Dolivo Dobrovolsky A, Strelnikov S Principal types of large linear and ring structures of the Earth continental crust — In 3rd Intern Conf of the New Basement Tectonics (abstract) Durango (Colo), 1978, p 328—350

Eden M On the formalization of handwriting — In Proc Appl Math Symp, 1961, vol 12 Providence, Rhode Island Amer Math Soc

ERTS-1 A new window on our planet Wash, 1976, p 48—126

Furon R La geologie du plateau Iranian (Perse, Afganistan, Beloutschistan) — Men Mus Hist Paris N s, vol VII, 1941 fasc 2

Gorman B E, Pearce T H, Birkett T C On the structure of archean greenstone belts — Precambrian Rev, 1978, vol 6, N 1, p 23—41

Hess H H History of ocean basin — Petrol Stud, 1962, p 599—626

Heyl A V The 39th parallel lineament and its relationship to ore deposits — Econ Geol, 1972, vol 67, N 7, p 879—895

Hobbs W H Lineaments of the Atlantic border region — Bull Geol Soc Amer, 1904, vol 15, p 483—506

Hobbs W H Repeating patterns in the relief and in the structure of the Land — Bull Geol Soc Amer, 1911, vol 22, p 123—176

Ilyin A V Lineaments of the North Central Asia — In Remote sensing and mineral exploration Pergamon press, 1980, p 139—142

Jaffe L D Aerospace technology can be applied to exploration back on the Earth — Oil and Cas J, 1977, vol 75, N 33, p 92—97

Jones H Prospecting by infrared techniques — Mining Mag, 1970, vol 122, N 1, p 111—1123

Kimura T The Akaisshi tectonic line in the eastern part of the Southwest Japan — Jap J Geol and Geogr 1961, vol 32, N 1, p 119—136

Kimura T et al Geologic structures in the Tayabas Istmus district, Phillippines — Geol and Paleontol of Southeast Asia, 1968 vol 4, p 75—90

Kirk J N Walters R L Radar imagery — a new tool for the geologist — Compass Sigma Gamma Epsilon, 1966, vol 43, p 85—93

Kroner A Proterosoic crustul evolution in parth of Southern Africa and evidence for extensive sialic crust since the end archean — Philos Trahs Roy Soc London, 1976, N 1298, p 541—553

Kroner A The Precambrian geotectonic evolution of Africa accretion versus plate destruction — In 25th Intern Geol Congr Abstr Canberra, 1977, vol 1, p 15

Kutina J Hidrotermal ore deposist in the western United States a new concer of structural control of distribution — Science, 1969, vol 165, p 1113—1119

Kutina J Structural control of volcanic ore deposits in the context of global Tectonic — Bull volcanol, 1974, vol 38, N 4, p 1039—1069

Kutina J Regularities in the distribution of ore deposits along the 'Mendocino Latitude' Western United States — Global Tectonics and Metallogeny, 1980, vol 13, N 2, p 134—193

Laubscher H P Structural and seismic deformation along normal faults in the Eastern Venezuelan basin — Geophysics, 1956, vol 21, N 2, p 368—387

Makarov V I, Skobelev S F, Trifonov V G et al Plutonic structure of the Earth's Crust on the space images — In Proc of the IX Intern Symp on Remote Sensing Environ Ann Arbor (Mich), vol 1, p 369—437

Makarov V I, Solov'yeva L I Intercrossing Crustul structure and the problem of manifestation of its deep-seated on the surface — Geol Surv Prof Pap, 1977, 1015, p 319—337

Mohajer-Ashjai A Behzadi H, Berberian M Reflection on the rigidity of the Lut Block and recent crustal deformation in eastern Iran — Tectonophysics, 1975, vol 25, N 3/4, p 281—301

Molnar P, Tapponnier P Cenozoic tectonics of Asia effects of continental collistion — Science, 1975, vol 189, N 4201, p 419—426

Molnar P, Tapponnier P Relation of the tectonics of eastern China to the India — Eurasia collision application of slip line field theory to large scale continental tectonics — Geology, 1977, vol 5, N 4, p 212—216

Molnar P, Tapponnier P Active tectonics of Tibet — J Geophys Res, 1978, vol 83, N B11, p 5361—5375

Moody J D, Hill M J Wrench fault tectonics — Bull Geol Soc mer 1956, vol 67, N 9, p 1207—1246

Moorbath S Age and isotope evidence for the evolution of continental crust — Philos Trans Roy Soc London, 1977, N A288, p 401—413

Nemeč V The low of regular structural pattern its applications with special regard to mathematical geology — In Geostatistics, a colloquium, N Y, L, 1970, p 63—78

Noble J Two metallogenic maps for North America — Geol Res, 1980, vol 69, p 594—599

Pavoni N Die Nordanatolische Horisontal verschiebung — Geol Rdsch, 1961, Bd 51, b 1, S 122—139

Pavoni N Rotierende Felder in der Erdkust Symp Uber resente Erkdrustenbewungen Leipzig, 1962, S 251—260

Pavoni N Investigation of recent crustal movements in Switzerland Sweiz Miner und Petrogr Mitt 1979, Bd 59, H 1/2 T 2, S 117—126

Radar mapping in South America — Proto grammetric Eng, 1972, vol 38, N 1, p 93

Reed F. C. A sequential maltidecision procedure. — In: Proc. Symp. on Decision Theory and Appl. Electron. Equipment Develop., VSAF Develop. Center, Rome, New York, 1960, p. 83—89.

Reeves R. G. Structural geologic interpretation from radar imagery. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 80, N 11, p. 2159—2164.

Sadovsky M. A., Nersesov J. L. Forecasts of earthquakes on the basis of complex geophysical features. — Tectonophysics, 1974, vol. 23, p. 247.

Saul J. M. Circular structures of large scale and great age on the Earth's surface. — Nature, 1978, vol. 271, N 564300, p. 345—349.

Side-look radar: geologost's new oil hunting tool. — Oil and Gas J., 1970, vol. 68, N 50, p. 134—135.

Simonett D. S. Application of color combined multiple polarizatin radar images to geoscience problems. — Comput. Contrib. State Geol. Surv., 1966, N 7, p. 19—27.

Slemmons D. B. Fliocene and Quaternary crustal movements of the Basin-and-Range Province, USA. — J. Geosci., Osaka City Univ., 1967, vol. 10, p. 1—11.

Spiridonov H. B., Kroumov A. H., Katskov N. K., Yovchev S. R. Measurement of spectral reflectance of magmatic and metamorphic rocks. — Доклады Болгарской академии наук. София, 1980, т. 33, №2, с. 195—198.

Srinivasan R., Sreenivas B. L. Some new geological features from the LANDSAT imagery of Karnataka. — J. Geol. Soc. India, 1977, vol. 18, N 11, p. 589—597.

Terry M. C., Burney J. H. Thermal prospecting for oil. — Temperatures, its measurement and control in science and industry. Peinhold Publ. Corp., 1941, p. 1011—1013.

Thorarinsson S., Saemundsson K., Williams R. S., jun. ERTS-1 image of Vatnajökull: Analysis of glaciological, structural and volcanic features. — Yokull, 1973, vol. 23, p. 7—17.

Van Orstrand C. E. Some evidence on the variation of temperature with geologic structure in California and Wyoming oil district. — Econ. Geol., 1926, vol. 21, N 2, p. 145—165.

Van Orstrand C. E. Temperature gradients. — In: Problems of petroleum geology. L., 1934, p. 989—1021.

Van Orstrand C. E. Normal geothermal gradient in United States. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1935, vol. 19, N 1, p. 78—115.

Viksne A., Liston T. C., Sapp C. D. SIR reconnaissance of Panama. — Geophysics, 1969, vol. 34, N 1, p. 54—69.

Wallace R. E., Moxham R. M. Use of infrared imagery in study of the San Andreas Fault system, California. — US Geol. Surv. Prof. Pap., 1967, vol. 575-D, p. D147—D156.

Warner L. A. The Colorado lineament: A middle Precambrian wrench fault system. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, vol. 89, p. 161—171.

Wellman N. W. Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan. — Geol. Rdsch., 1966, B. 55, N 3, p. 716—735.

Wertz G. B. The Texas lineament and its economic significance in Southeast Arisona. — Econ. Geol., 1970, vol. 65, N 2, p. 166—181.

Wing R. S. Structural analysis from radar imagery of the eastern Panamian Isthmus. — Mod. Geol., 1971, pt 1, N 1, p. 1—21; pt 2, N 2, p. 75—127.

Wing R. S., MacDonald H. C. Radar geology-petroleum exploration technique, Eastern Panama and Northwestern Colombia. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973, N 5, vol. 57, p. 825—840.

Winley B. F., Davies B. F. Volcano spacings and lithospheric crustal thickness in the Archaean. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 38, N 2, p. 291—297.

Wise D. U. Radar geology on an Appalachian Piedmont cross section. — Photogrammetric Eng., 1967, vol. 33, N 7, p. 752—761.

World Ocean Floor Map. Scale 1 : 23 230 000/B. C. Heezen, M. Tharp. US Navy, Office of Naval Research. N. Y., 1977.

Wright L. Late Cenozoic Fault patterns and stress fields in the Great Basin and westward displacement of Sierra Nevada block. — Geology, 1976, vol. 4, p. 489—494.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (*А. В. Пейве, В. Г. Трифонов, А. Л. Яншин*) 3

Часть первая

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ 7

Глава 1. **Методология и методические основы геологического дешифрирования космических снимков** (*В. И. Макаров*) 7

Глава 2. **Использование математических методов в дистанционном зондировании для решения геологических задач** (*В. К. Кучай, Д. Н. Чучадеев*) 14

Глава 3. **Методика инструментального дешифрирования аэрокосмических изображений** (*С. Ф. Скобелев, А. С. Петренко*) 20

Глава 4. **Корреляция космической и геолого-геофизической информации** (*А. С. Петренко, П. В. Флоренский*) 31

Глава 5. **Структурно-геологические исследования и геологическое картирование с помощью материалов космических съемок** 45

Принципы составления космотектонических и космофотогеологических карт (*В. А. Буш*) 45
Проблемы улучшения традиционных геологических карт (*С. С. Шульц мл.*) . . . 50
Применение многозональных космических снимков при структурно-геологических исследованиях (*С. Ф. Скобелев*) 52
Выявление и картирование массивов плутонических пород и их петрохимическая диагностика (*С. С. Шульц мл.*) 58
Металлогеническое значение структурно-геологической интерпретации космических снимков на примере Алтая (*В. Д. Баранов, М. И. Диденко*) 64
Структурно-геологическое изучение горно-складчатых областей (*С. Ф. Скобелев, И. И. Войтович, В. Н. Смирнов, С. В. Левашова*) 68

Глава 6. **Методические основы, особенности и перспективы использования специальных видов дистанционной съемки** 76

Тепловая съемка (*В. И. Лялько, М. М. Митник,* с дополнениями *Л. Д. Вульфсона*) 76
Радиолокационная съемка (*А. В. Доливо-Добровольский*) 90
Спектрометрирование горных пород (*Н. Кацков, Х. Спиридонов, М. Червеняшка*) 98
Лидарная спектрометрическая съемка (*В. И. Лялько*) 101

Глава 7. **Комплексное применение дистанционных методов при геологических исследованиях** (*В. Г. Трифонов*) 105

Часть вторая

ПРИМЕНЕНИЕ АЭРОКОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ СОВРЕМЕННЫХ И НОВЕЙШИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ 108

Глава 8. **Современные и новейшие эндогенные процессы** 108

Молодая тектоника и прогноз землетрясений (*В. Г. Трифонов, В. И. Макаров*) 108
Соотношения между механизмами очагов землетрясений и проявлениями сейсмических зон на космических снимках (*И. В. Ананьин*) 117
Современные вулканические явления и структуры (*Н. А. Гусев*) 122

Глава 9 **Современные и новейшие экзогенные процессы** 134

Экзогенные процессы как индикаторы новейшей структуры равнинных территорий (*Л И Соловьева, Г С Бурлакова, Ю А Лион*) 134
Изучение погребенной гидрографической сети на примере Туранской низменности (*О М Борисов, В Н Полтавченко*) 139
Изучение и прогноз оползневых процессов (*В К Кучай*, с дополнениями *А И Гущина, М Ю Никитина, В Д Скарятина*) 142

Глава 10 **Неотектоника и морфоструктурный анализ приокеанических областей** 146

Морфотектоника и кайнозойская история формирования материковых побережий Охотского и Японского морей (*А П Кулаков*) 146
Морфоструктуры молодых вулканических областей Камчатки (*Б В Ежов, С Е Апрелков*) 154

Глава 11 **Новейшие и современные геологические процессы на шельфе** (*В В Шарков*) 158

Глава 12 **Космическая информация, новейшие тектонические движения и рельеф** (*С С Шульц мл*) 164

Часть третья

ПРИМЕНЕНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ЛИНЕАМЕНТОВ И КОЛЬЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ 173

Глава 13 **Линеаменты и кольцевые образования Восточно-Европейской платформы** 173

Балтийский щит (*А В Доливо-Добровольский*) 173
Русская плита (*С И Стрельников*) 179
Запад Восточно-Европейской платформы (*Р Г Гарецкий, О И Карасев, Э В Левков, А А Святогоров*) 185
Юг Восточно-Европейской платформы и Скифская плита (*М А Кикина, С В Порошин*) 189

Глава 14 **Линейные и кольцевые структуры Крымско-Кавказской области** (*Н В Лукина, А С Караханян, Б В Сенин, В Д Скарятин, В Г Трифонов*) 195

Глава 15 **Линейные и кольцевые структуры Урала** (*С И Стрельников*) 207

Глава 16 **Линеаменты Туранской плиты** (*П В Флоренский, В П Крючков*) 217

Глава 17 **Линейные и кольцевые структуры Памиро-Тяньшаньской области** (*О М Борисов, А К Глух Н Т Кочнева, В И Макаров*) 226

Глава 18 **Линейные и кольцевые структуры Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты** (*Б Я Пономарев*) 234

Глава 19 **Линеаменты Саяно-Тувинской области** (*В Е Гоникберг*) 242

Глава 20 **Линеаменты и кольцевые образования территории МНР** (*Г И Волчкова, В И Макаров*) 249

Глава 21 **Линеаменты и кольцевые образования юга Восточной Сибири и Дальнего Востока** (*В В Юшманов, Г Ф Уфимцев, Ф С Онухов, В Н Ставров*, с дополнениями *Л В Флоренского, И В Флоренского*) 254

Глава 22 **Линейные и кольцевые структуры Верхояно-Колымской складчатой области** (*В С Кравцов*) 271

Глава 23 **Планетарные линейные объекты и их иерархия по геолого-геоморфологическим, гравиметрическим и космосъемочным данным высоких уровней генерализации** (*Б В Сенин*) 276

Глава 24 **Системы трансконтинентальных линеаментов Евразии** (*В А Буш*) 287

Глава 25 **Крупнейшие кольцевые структуры континентальной земной коры** (*А В Доливо-Добровольский*) 299

Глава 26 **Основные принципы, аспекты и проблемы дешифрирования и интерпретации линеаментов и кольцевых образований** (*В И Макаров, Б В Сенин*) 305

Часть четвертая

ПРИМЕНЕНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ В РУДНОЙ ГЕОЛОГИИ 322

Глава 27 **Использование космических снимков при изучении линейных рудоконтролирующих и рудоконцентрирующих структур** . 322

Общие принципы анализа линейных структур (*М А Фаворская*) 322
Морфоструктурные и структурно-геоморфологические методы выявления сквозных рудоконцентрирующих и рудолокализующих структур (*И К Волчанская*) 325
Использование космических снимков для выявления металлогенически специализированных секущих систем линеаментов (*В С Кравцов*) 335

Глава 28 **Применение космических снимков при изучении мелкомасштабных кольцевых рудоконтролирующих структур** 340

Методические вопросы (*Н Т Кочнева, И Н Томсон, В В Середин*) 340
Кольцевые структуры в рудных провинциях Средней Азии (*Н Т Кочнева, И Н Томсон*) 345
Морфоструктурный анализ при структурно-металлогеническом дешифрировании космических снимков континентальной окраины юга Дальнего Востока СССР (*В В Середин*) 350
Морфоструктурное районирование и его значение для металлогенического прогноза в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе (на примере Петрозуевского и Усть-Амурского районов) (*С М Тащи, А А Гаврилов*) 368

Глава 29 **Применение космических снимков в исследовании структур рудных полей и месторождений** (*Ю Г Сафонов, В Д, Парфенов*) 372

Глава 30 **Новые данные по геологическому строению Карамазарского рудного района** 383

Некоторые общие вопросы геологии и тектоники района (*Е В Акимова, В И Завалин*) 383
Достоверность и информативность схемы дешифрирования разрывных нарушений по космическим снимкам (*Е В Акимова*) 387
Глубинное строение Карамазарского рудного района и структурные позиции некоторых рудных полей и месторождений (*В И Завалин*) 393

Глава 31 **Геологическая позиция рудных полей и месторождений в Джидинском и Балейском рудных районах Забайкалья** (*В И Микляев*) 403

Часть пятая

ПРИМЕНЕНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ В НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ . 413

Глава 32 **Дистанционные исследования в комплексе нефтегазопоисковых работ** (*П В Флоренский, А Н Дмитриевский, И И Скворцов*) 413

Глава 33 **Нефтегазоносные провинции древних платформ** 416

Волго Уральская нефтегазоносная провинция (*Д И Дмитриева, Д М Трофимов*) 416
Юг Северо Каспийской нефтегазоносной провинции (*В Г Варламов, А В Гурьянов*) 422
Западная часть Восточно Европейской платформы (*Р Г Гарецкий В Я Коженов О И Карасев, Э В Левков А А Святогоров*) 426
Днепровско Припятская газонефтеносная провинция (*В И Гридин*) 428
Наземные и дистанционные геотермические исследования нефтяных месторождений (*В И Лялько, М М Митник*) 438
Отражение структуры фундамента нефтегазоносных провинций Восточно Европейской платформы на космических снимках (*Д В Лопатин*) 442
Украинский щит (*Я Н Белевцев, С С Быстревская*) 446
Восточно Сибирская газонефтеносная провинция (*А В Копылов, П В Флоренскии, Т В Флоренская*) 450

Глава 34. **Нефтегазоносные провинции молодых плит** 454

Туранская нефтегазоносная провинция (*В. П. Крючков, А. Н. Руднев, П. В. Флоренский*) 454
Ферганская нефтегазоносная область (*В. К. Флоренский*) 460
Предкавказская нефтегазоносная провинция (*А. А. Логачев, Ю. А. Романов, А. Н. Шарданов*) 465
Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция 469
Ландшафтно-индикационные признаки глубинной структуры (*Л. И. Соловьева, Г. С. Бурлакова, Н. С. Посошкова, В. А. Козлов*) 469
Структуры газонефтеносных районов (*В. В. Боровский, А. Л. Клопов, И. Д. Песковский, Л. Л. Подсосова*) 479
Сургутский свод (*Е. Л. Курбала*) 484

Глава 35. **Нефтегазоносные провинции альпийских впадин** 486

Закавказская нефтегазоносная провинция (*М. В. Аллахвердиев, Н. А. Ашумов, В. Н. Ермолаев*) 486
Западно-Туркменская нефтегазоносная провинция (*Г. И. Амурский, М. С. Бондарева, Л. В. Пименова*) 490

Глава 36. **Эффективность применения методов дистанционного изучения нефтегазоносных территорий** (*В. И. Гридин, П. В. Флоренский*) 497

Заключение (*В. Г. Трифонов, В. И. Макаров, Ю. Г. Сафонов, П. В. Флоренский*) 502

Литература 506

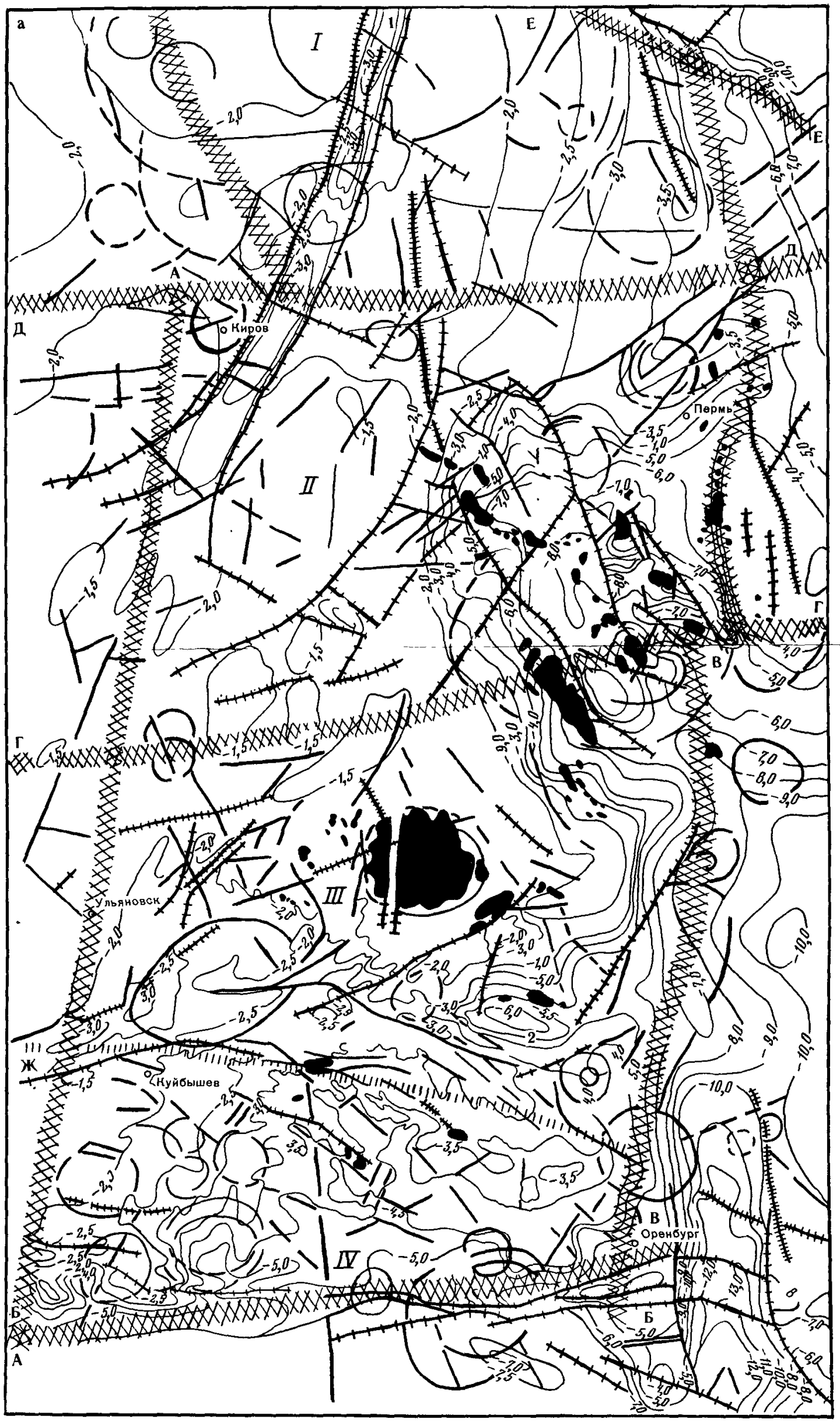
К стр. 243



Рис. 95. Карта линеаментов и дуговых структур Саяно-Тувинского региона и его обрамления

1 — линеаменты и дуговые структуры: *а* — четкие и непрерывные, *б* — относительно менее четкие и (или) прерывистые, *в* — расплывчатые (линейные и дуговые орографические и ландшафтные аномалии); *2* — то же, активно проявившиеся в рельефе и новейшей морфоструктуре (*а, б, в* соответствуют *а, б, в* знака *1*); *3, 4* — то же, наиболее активно проявившиеся в рельефе (*3* — уступы, *4* — борозды)

К стр. 416



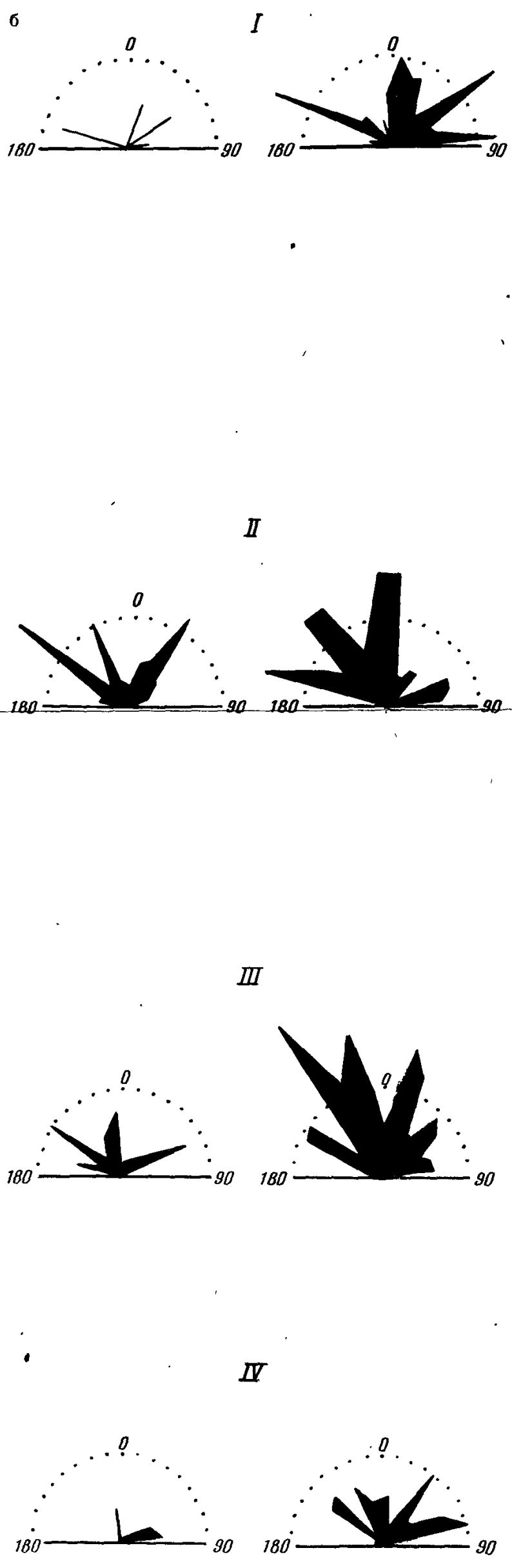


Рис. 144. Схема структурно-тектонического районирования Волго-Уральской нефтегазоносной провинции по космическим и геолого-геофизическим данным [Карта..., 1976]

а — схема структурно-тектонического районирования Волго-Уральской провинции; *б* — розы-диаграммы линеаментов и разломов блоковых структур Волго-Уральского района.

1 — линеаменты; *2* — линеаментные мегазоны; *3* — линеаментные зоны; *4, 5* — разломы: *4* — выявленные по геолого-геофизическим данным, *5* — дешифрируемые на космических снимках; *6* — изометричные структуры; *7* — изогипсы по кровле фундамента (в км); *8* — месторождения нефти и газа. Зоны и мегазоны дислокаций: А — Астраханско-Сулинская; Б — Приуральская; В — Орско-Варшавская; Г — Куршско-Красноуфимская; Д — Скандо-Соликамская; Е — Тиманская; Ж — Самаро-Токская. Блоки: I — Сыктывкарский, II — Кировско-Пермский, III — Ульяновско-Уфимский, IV — Куйбышевско-Оренбургский. Авлакогены: 1 — Вятский, 2 — Серноводско-Абдулинский

К стр. 234

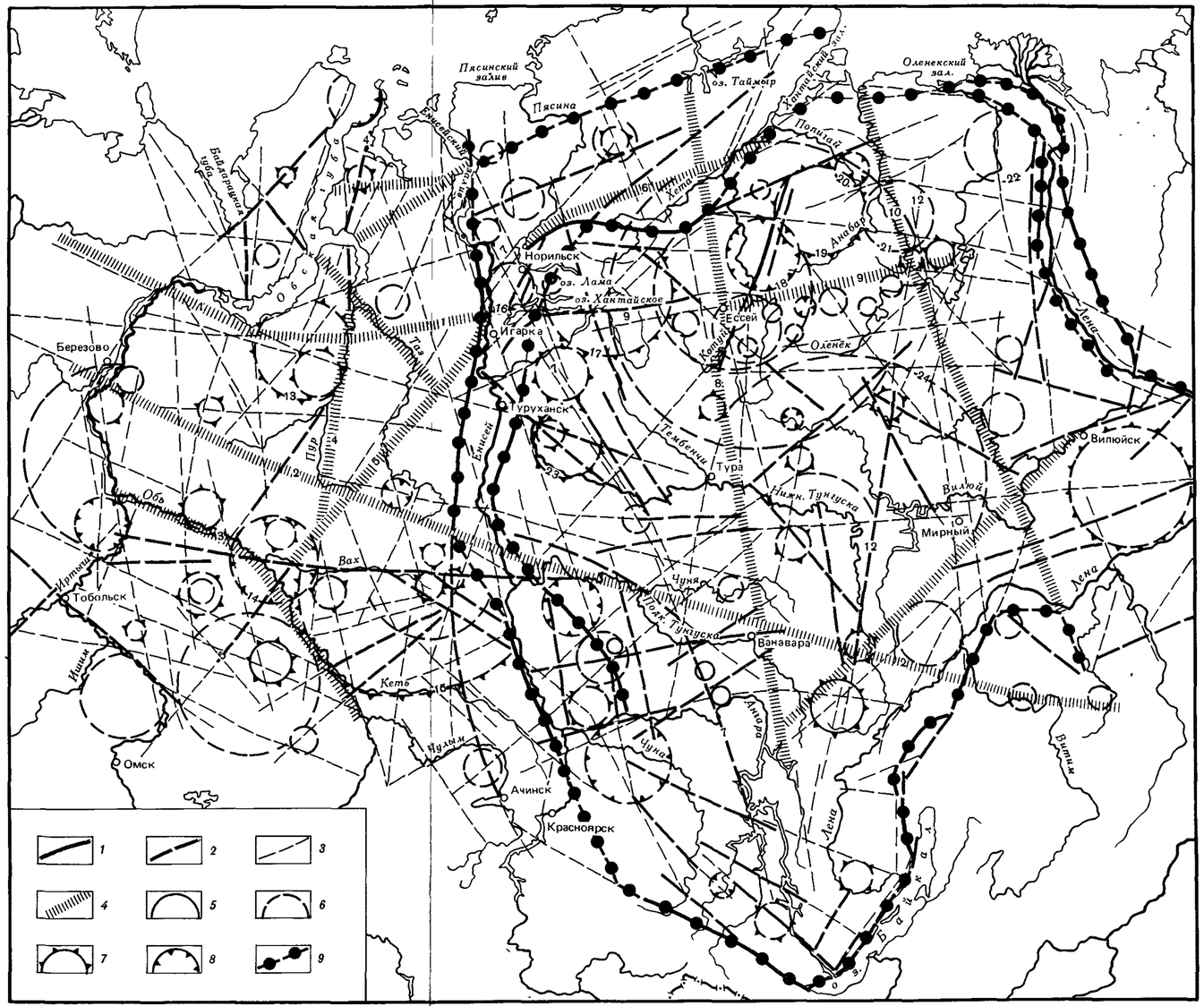


Рис. 94. Карта линеаментов и кольцевых структур платформенных областей Сибири по данным дешифрирования космических снимков

1—3 — линеаменты, выраженные на космических снимках очень четко (*1*), хорошо (*2*) и слабо (*3*); *4* — линеаментные зоны; *5—8* — кольцевые структуры, выраженные на космических снимках хорошо (*5*), слабо (*6*), образующие в рельефе поднятия (*7*) и опускания (*8*); *9* — линеаменты, интерпретируемые как краевые швы, ограничивающие платформы, краевые структуры и складчатые системы.

Крупнейшие линеаментные зоны (цифры на схеме): 1 — Салехард-Хантайская, 2 — Березовско-Ванаварская, 3 — Обская, 4 — Пурско-Гыданская, 5 — Омско-Игарская, 6 — Пясино-Хатангская, 7 — Ангаро-Норильская, 8 — Ангаро-Таймырская, 9 — Хантайско-Кунамская, 10 — Анабаро-Вилюйская, 11 — Ангаро-Вилюйская, 12 — Илимско-Айхальская; кольцевые структуры: 13 — Надымская, 14 — Нижневартовская, 15 — Обь-Енисейская, 16 — Норильская, 17 — Путоранская, 18 — Котуйская, 19 — Анабарская, 20 — Попигайская, 21 — Куонамская, 22 — Оленекская, 23 — Нижнетунгусская, 24 — Верхневилюйская

К стр. 208

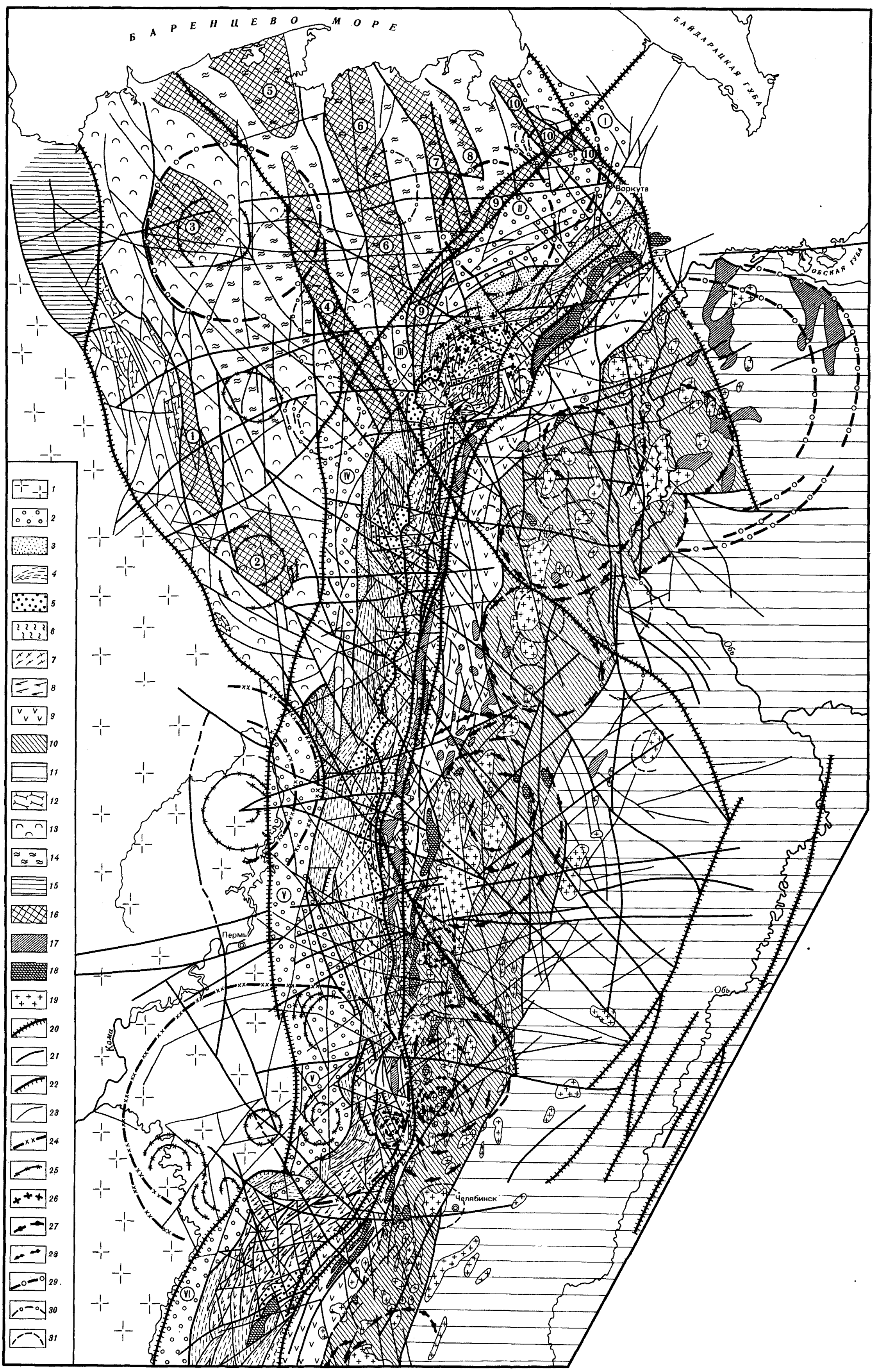


Рис. 86. Тектоническая схема Урала. Составлена с использованием результатов дешифрирования телевизионных космических снимков

1 — кристаллический фундамент Русской плиты; *2* — Предуральский краевой прогиб, расчлененный поперечными поднятиями на ряд изолированных впадин (I — Короталинская, II — Косью-Роговская, III — Большесынинская, IV — Верхнепечорская, V — Юрюзано-Соликамская, VI — Бельская); *3—5* — структурные комплексы Западно-Уральской миогеосинклинальной зоны складчатости: *3* — верхний терригенный каменноугольный, *4* — средний терригенно-карбонатный девонско-каменноугольный, *5* — нижний, преимущественно карбонатный, ордовикско-силурийский; *6* — метаморфические комплексы протерозоя—кембрия Центрально-Уральской антиклинальной зоны; *7* — архейско-раннепротерозойские комплексы Хобеизского массива Ляпинского антиклинория и Уфалейского купола; *8* — позднедокембрийские метаморфические комплексы Башкирского антиклинория; *9* — палеозойские вулканогенно-осадочные толщи Тагило-Магнитогорского прогиба; *10* — палеозойские вулканогенно-осадочные и докембрийские метаморфические комплексы Восточно-Уральского поднятия; *11* — область развития структурно-формационных комплексов Восточно-Уральского прогиба и Зауральского поднятия; *12* — выход на дневную поверхность байкальского основания Тиманид; *13* — нижний палеозойский терригенно-карбонатный комплекс Большеземельской койлогенной области; *14* — верхний мезозойско-кайнозойский, преимущественно терригенный комплекс Большеземельской койлогенной области; *15* — Сафоновский прогиб, выполненный мезозойским терригенным комплексом; *16* — поднятия I порядка платформенного чехла Большеземельской койлогенной области, соответствующие выступу фундамента (1 — Ижемское, 2 — Омра-Сойвинское, 3 — Тобышское, 4 — Печоро-Колвинский мегавал, 5 — южное окончание Малоземельского свода, 6 — Колвинский мегавал, 7 — Верхнеколвинский мегавал, 8 — Варандейский вал, 9 — поднятие гряды Чернышева, 10 — поднятие Чернова); *17—19* — массивы магматических пород: *17* — габброиды, *18* — гипербазиты и другие основные и ультраосновные комплексы зоны Главного Уральского разлома и Тагило-Магнитогорского прогиба, *19* — граниты, плагиограниты, гранодиориты; *20—23* — крупнейшие линейные разломы: *20* — I порядка, *21* — II порядка, *22* — Главный Западно-Уральский надвиг, *23* — прочие; *24—31* — крупнейшие кольцевые разломы; *24* — ограничивающие овальные блоки типа гнейсовых овалов в фундаменте Русской плиты, *25* — связанные с выступами фундамента Русской плиты, *26* — ограничивающие Ляпинскую структуру — срединный массив, *27* — областей гранитизации Восточно-Уральского поднятия, *28* — ограничивающие гнейсово-магматитовые купола, *29* — неясного генезиса, очевидно, связанные с крупными древними блоками фундамента, *30* — II порядка, неясного генезиса, *31* — связанные с внедрением интрузивных массивов

К стр. 180

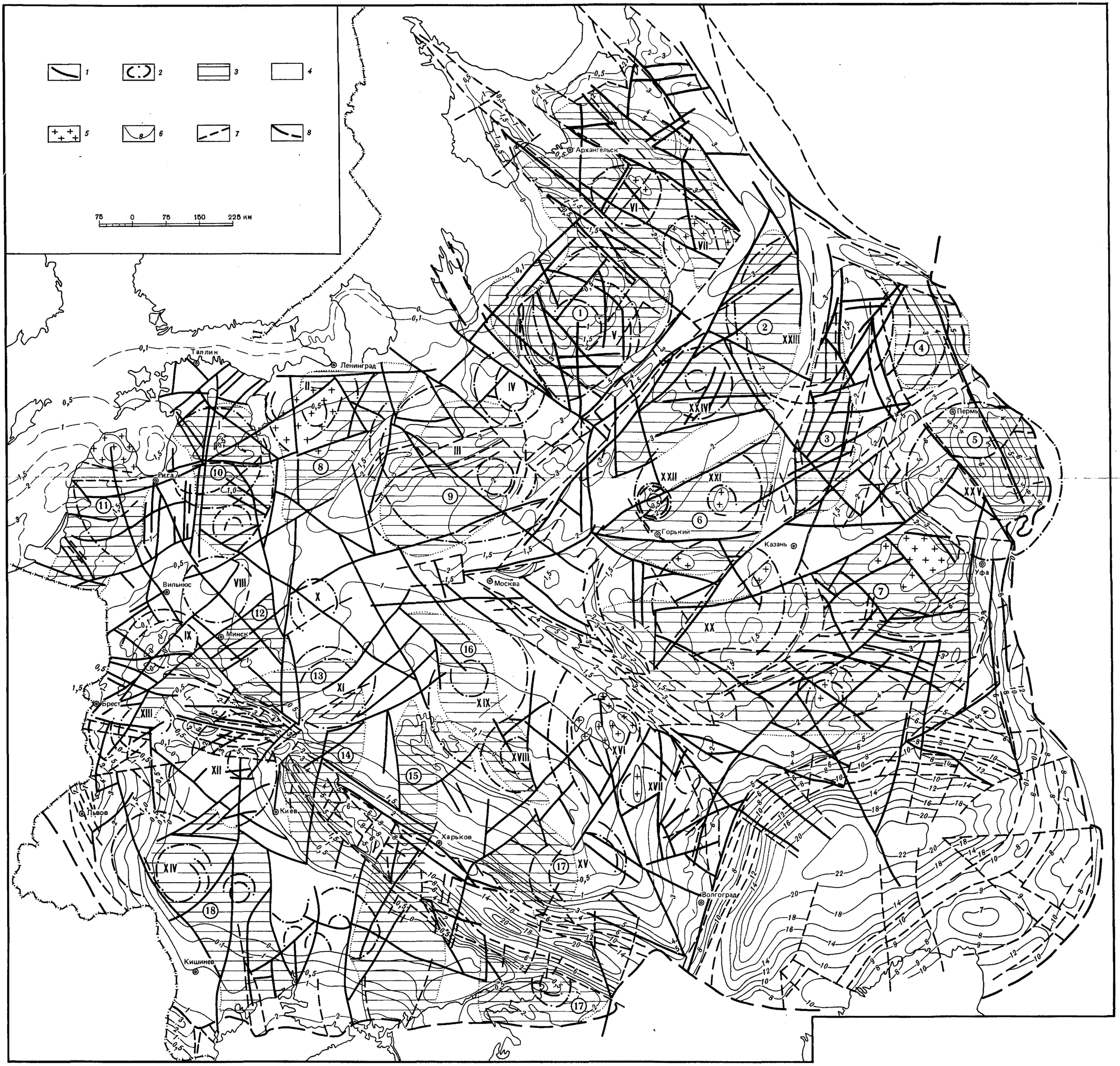


Рис. 80. Схема основных линеаментов и структур центрального типа Русской плиты. Составлена с использованием материалов В. П. Кирикова и С. Н. Тихомирова

1 — линеаменты, отдешифрированные на космических снимках; *2* — кольцевые разломы, ограничивающие структуры центрального типа; *3* — архейские массивы кристаллического фундамента; *4* — архейско-протерозойские складчатые системы кристаллического фундамента; *5* — крупные массивы гранитоидов в фундаменте; *6* — изогипсы поверхности фундамента (в км); *7* — основные разломы на поверхности фундамента; *8* — контуры Русской плиты.

Цифрами на схеме обозначены: структуры центрального типа: I — Прибалтийская, II — Новгородская, III — Тверская, IV — Белозерская, V — Вологодская, VI — Онежская, VII — Котласская, VIII — Вильнюсская, IX — Западно-Белорусская, X — Могилевская, XI — Гомельская, XII — Припятская, XIII — Волынская, XIV — Подольская, XV — Ворошиловградская, XVI — Тамбовская, XVII — Медведицкая, XVIII — Орлово-Липецкая, XIX — Курская, XX — Средневолжская, XXI — Горьковская, XXII — Ковернинская, XXIII — Вятско-Сыктывкарская, XXIV — Ветлужская, XXV — Уфимская; архейские массивы: 1 — Беломорский, 2 — Вычегодский, 3 — Вятский, 4 — Камский, 5 — Пермский, 6 — Горьковский, 7 — Волго-Уральский, 8 — Новгородский, 9 — Вышневолоцкий, 10 — Даугавпилсский, 11 — Западно-Литовский, 12 — Минский, 13 — Бобруйский, 14 — Черкасский, 15 — Приднепровский, 16 — Воронежский, 17 — Приазовский, 18 — Подольский