

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ДЕШИФРИРОВАНИЕ
КОСМИЧЕСКИХ
СНИМКОВ
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО
ПОЯСА



МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМ. М. В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ
ПО РЕГИОНАЛЬНОМУ ИЗУЧЕНИЮ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ СТРАНЫ («АЭРОГЕОЛОГИЯ»)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Под ред. чл.-кор. АН СССР *В. Е. ХАИНА, В. Н. БРЮХАНОВА,
Я. Г. КАЦА*



МОСКВА «НЕДРА» 1981

УДК 550.814(479+55+581)

Геологическое дешифрирование космических снимков восточной части Средиземноморского пояса/Бызова С. Л., Кац Я. Г., Копп М. Л. и др.—М.: Недра, 1981. 206 с.

Впервые в геологической литературе дан синтез космо- и аэрофотогеологических данных по большой и сложно построенной в геологическом отношении территории — восточной части Средиземноморского пояса, представляющей собой естественный природный полигон, благоприятный для разработки методики дешифрирования снимков орогенических активных областей. Излагаются приемы и опыт работы с фотографическими (черно-белыми, цветными и многозональными), телевизионными и сканерными снимками различной разрешающей способности применительно к двум предметным задачам: изучению тектонических деформаций и выяснению вещественного состава и взаимоотношений крупных комплексов горных пород. В результате изучения материалов космических съемок получены новые оригинальные данные по геологическому строению Кавказского, Туркмено-Иранского и Афганского регионов, имеющие принципиальное значение для металлогенического анализа. Содержатся практические рекомендации по методике использования материалов космических съемок, сравниваются особенности приемов дешифрирования космических и аэрофотоснимков, классифицированы и описаны дешифровочные признаки геологических объектов, выявлены закономерности изменения оптических характеристик геологических объектов в связи со спектральным диапазоном съемки.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов — геологов-практиков, научных сотрудников и аспирантов.

Табл. 2, ил. 42, список лит. — 96 назв.

Работу подготовили:

С. Л. Бызова, Я. Г. Кац, М. Л. Копп, Е. Е. Милановский,
Л. М. Расцветаев, И. И. Сонин, Д. М. Трофимов.

ВЫПУЩЕНО ПО ЗАКАЗУ
МОСКОВСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

Г 20801—237
043(01)—81 1902020000

© Московский государственный
университет (МГУ), 1981

ПРЕДИСЛОВИЕ

Информация, полученная из космоса, дает богатейший материал по строению земной коры — материал, позволяющий оценивать ресурсы нашей планеты как в глобальном, так и региональном плане. Настоящая книга является первой попыткой синтеза данных, полученных из космоса, по большой и сложно построенной в геологическом отношении территории — восточной части Средиземноморского пояса Евразии, включающей Кавказский, Туркмено-Иранский и Афганский регионы. Эта территория представляет собой благоприятный для разработки методики геологического дешифрирования снимков природный полигон, так как характеризуется большим разнообразием геологических и ландшафтных условий и, кроме того, покрыта густой сетью космических съемок, проведенных в различных технических условиях. Средиземноморский пояс издавна изучается сотрудниками кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ.

При методическом анализе результатов дешифрирования основное внимание обращалось на следующие вопросы: а) зависимость качественного набора содержащейся в космических снимках (КС) геологической информации от масштаба снимков и географических условий фотографирования; б) характер новой информации и анализ условий, благоприятных для ее получения; в) сравнение методик дешифрирования аэро- и космических снимков; дешифровочные признаки геологических объектов и их классификация; г) закономерности изменения оптических характеристик геологических объектов в связи со спектральным диапазоном съемки.

Все вопросы методики решались применительно к двум предметным задачам: 1) изучению тектонических и неотектонических деформаций и тектоническому районированию, 2) выяснению вещественного состава и строения крупных комплексов горных пород, главным образом дочетвертичных.

Авторами анализировались фотографии, сделанные непосредственно в космосе с ПКК «Союз-9», «Союз-12», ОС «Салют-4» и в меньшей степени с американских кораблей серии «Джемини». Эти снимки, которые мы называем «прямыми» (ПКС) в отличие от переданных на Землю телевизионных изображений, в целом обладают довольно высоким качеством. Для выяснения особенностей генерализации геологических объектов были использованы телевизионные снимки (ТКС) с метеорологических спутников серий «Метеор» и «Космос». Они служили также единственным источником информации для тех территорий, которые не были охвачены съемкой с пилотируемых космических кораблей. Для отдельных участков Ирана и Афганистана использовались также высококачественные телевизионные снимки, сделанные с автоматических спутников «ERTS» и «Landset».

С американских ПКК были сфотографированы и некоторые районы в восточной части Средиземноморского пояса (Оман, Восточный Иран, Северный Афганистан и Северный Пакистан), однако отдешифрированы были только КС Пакистана и Омана, расположенных за пределами рассматриваемой территории [79, 84].

Анализ информативности снимка Соляного кряжа (водораздел между реками Инд и Джелам в Северном Пакистане) был выполнен У. Хемифиллом и У. Данильчиком. Различные типы горных пород здесь не опознаются однозначно без полевой проверки; лишь в некоторых местах выделяются осадочные отложения кембрия (по характерным для них складчатым деформациям) и интрузии основного состава (по округлой форме и темному фототону). Разрывы обычно выражены спрятанными руслами водотоков, реже прямолинейными границами полей с разным фототоном. Лучше всего видны секущие РН (по полевым данным, сбросы и сдвиги); продольные же разрывы, представленные взбросами и надвигами, на снимках почти не видны, хотя хорошо выделяются на местности [84].

Более углубленно вопросы дешифрирования РН разных кинематических типов были рассмотрены М. Абдель-Гавадом в связи с проблемой горизонтальных перемещений блоков коры на Ближнем и Среднем Востоке. Анализ снимков Северного Пакистана позволил подтвердить существование левосторонних смещений вдоль меридиональных разрывов Сулейман-Киртарской складчатой зоны. Несколько крупных левых сдвигов, доказываемых смещениями складок и структурно-фацальных зон, были здесь обнаружены и ранее в результате геологической съемки. Дешифрирование позволило выявить еще несколько РН того же направления, а также обнаружить ряд признаков сдвигов: горизонтальные подвороты, смещения вдоль отдельных оперяющих ветвей, левостороннее искривление эрозионной сети. Сопоставляя результаты дешифрирования с последними данными по геологии и геофизике Сулейман-Киртарской зоны, М. Абдель-Гавад приходит к выводу, что последняя представляет собой единый региональный пояс сдвигов, который вместе с симметричным ему Бирманским правосдвиговым поясом служил ограничением перемещающегося к северу Индо-Иранского микроконтинента. На основании анализа КС берегов Красного моря М. Абдель-Гавад поддержал известную гипотезу об отколе Аравийского блока от Африки в конце миоцена и перемещении его на север, продолжающемся вплоть до четвертичного времени. На снимках обнаружена серия дораздвиговых структур, одинаково смещенных относительно своего первоначального положения. Выводы о тектонических перемещениях позволили автору рекомендовать блок Макна на западном берегу Красного моря для разведки нефти, поскольку он является продолжением нефтеносного района Суэцкого залива [79].

Результаты исследований американских геологов по программам «Джемини» и «Аполлон» были обобщены П. Loуменом. Анализируя общую информативность КС, он называет следующие глав-

ные области их применения: 1) составление и редакция геологических и тектонических карт главным образом плохо изученных и труднодоступных районов, 2) выявление разрывов и изучение их морфологии, 3) анализ соотношений структурных рисунков разного порядка: локальных, региональных и глобального, 4) интерпретация геофизических данных, 5) изучение геоморфологии и современных процессов — седиментации, вулканических явлений (особенно с помощью инфракрасных снимков) и контроль над изменениями береговых линий озер и морей, русел рек, 6) применение КС в качестве наглядных пособий для обучения геологов [87].

Ряд интересных работ по вопросам дешифрирования современных седиментационных процессов (дельтовая аккумуляция, динамика морских течений и связь с ней ориентировки хорошо заметных на снимках мутьевых потоков, перемещение песчаных дюн) был опубликован Ф. Уоббером. В одной из его статей приводятся ДП некоторых генетических типов четвертичных отложений [95]. П. Loуменом и Ф. Уоббером были разработаны рекомендации по выбору условий космической съемки (аппаратура, пленка, время, масштаб съемки) и требования к качеству полученных материалов применительно к дешифрированию геологических объектов разного типа.

Советскими исследователями более всего развиваются следующие направления в области дешифрирования КС: 1) тектоническое районирование, 2) изучение неотектонических структур (особенно разрывов) и их соотношений, 3) изучение глубинного строения, 4) геоморфологическое районирование и расчленение четвертичных отложений.

Разнообразные исследования в области методики дешифрирования космических снимков проводятся Лабораторией аэрометодов (ЛАЭМ) Министерства геологии СССР под руководством В. Б. Комарова и Б. Н. Можаева. На примере ряда регионов, расположенных в различных тектонических и физико-географических областях и неодинаково изученных, геологами ЛАЭМ были доказаны высокая информативность КС и пригодность их для решения конкретных задач региональной геологии и поисков месторождений полезных ископаемых [6, 8, 21, 32, 41, 50, 58, 63].

Основные задачи, при решении которых могут продуктивно применяться материалы космических съемок, следующие [50]:

1. Составление космофотогеологических карт, которые можно использовать для редакции геологических карт мелкого, а иногда и среднего масштаба. Опыт составления таких карт для Таджикской депрессии и других регионов показывает хорошую сходимость результатов дешифрирования с данными среднемасштабного геологического картирования и возможность получения новой информации о структурном плане территории.

2. Специальные тектонические исследования: изучение морфологии и взаимоотношений структурных элементов разного порядка, главным образом РН и кольцевых структур, в меньшей степени складчатости (в областях широкого распространения осадочных

толщ). Проведенный анализ РН, отдешифрированных по снимкам, позволяет в ряде случаев выделить системы, определяющие основной структурный план изучаемых территорий (как показывают материалы по Казахстану и Средней Азии, преобладают линеаменты меридионального, широтного, северо-западного и северо-восточного направлений). Высокинформативными КС оказываются и для изучения кольцевых структур разного генезиса, среди которых в ряде случаев можно отдешифрировать вулканические образования (кальдеры, кратеры), интрузии, брахиантиклинали и кольцевые РН.

3. Картирование четвертичных отложений и геоморфологические исследования. Преимущество КС в этом отношении заключается в том, что они представляют объективную основу для выделения крупных тектогенных элементов рельефа, а также позволяют одновременно охватить широкие поля разнообразных комплексов четвертичных отложений и выяснить характер их пространственных и временных соотношений. Большая обзорность КС облегчает также структурно-геоморфологический анализ и позволяет оконтуривать мегаблоки, отличающиеся по фототону и рисунку изображения.

4. Металлогенические исследования (главным образом в отношении структурного, магматического и литолого-стратиграфического факторов).

Среди районов, входящих в рассматриваемую нами территорию, ЛАЭМ изучались Кавказ, Армянское нагорье и северо-западная часть Загроса.

Серию снимков с ПКК «Союз-9», пересекающую Кавказский сегмент Средиземноморского пояса от Восточного Тавра до Юго-Восточного Кавказа, впервые отдешифрировал В. З. Сахатов. Для всех районов этой территории получены новые данные, касающиеся в основном разломной тектоники и характера взаимоотношений разновозрастных структур. Особенно интересны результаты дешифрирования снимков Армении и Азербайджана, показавшие, что новая информация может быть получена и для хорошо изученных районов. Так, по КС удалось уточнить строение структурных зон северо-западной (общекавказской) ориентировки, а также выделить ряд неизвестных ранее поперечных структурных элементов, которые теряются на фоне главных простираций, но зато хорошо видны на снимках по тем или иным ландшафтным признакам. Наиболее крупные структуры такого рода (Пальмиро-Апшеронский линеамент северо-восточного простирания, меридиональный линеамент западного побережья Каспия, разломы север-северо-западного простирания по бортам Нижне-Куринской впадины, субширотные линеаменты Армении) выражены в геофизических полях, а также в фациях и мощностях кайнозоя. С другой стороны, оказалось, что на снимках «просвечивают» неоднородности глубинной структуры осадочного чехла, в том числе некоторые погребенные поднятия. В. З. Сахатов отмечает хорошее совпадение результатов дешифрирования с данными на-

земных исследований. Полевое изучение ряда линеаментов Малого Кавказа показало, что на поверхности они выражены зонами сгущения малоамплитудных РН, часть которых из-за небольших размеров была пропущена при среднемасштабном картировании. Многие линеаменты и кольцевые структуры, как оказалось, контролируют расположение вулканов, малых интрузий, а также рудных месторождений.

Анализ данных дешифрирования позволил В. З. Сахатову сделать ряд интересных тектонических выводов: о связи развитой на Юго-Восточном Кавказе складчатости пересечения с разноориентированными глубинными разломами, о более молодом возрасте поперечных и диагональных линеаментов по сравнению с продольными, об их сдвиговом характере.

Структурно-тектоническое дешифрирование разномасштабных снимков более западных районов Кавказа, а также тепловых изображений всего Кавказского перешейка, проведенное Н. А. Гусевым, подтвердило данные В. З. Сахатова о широком распространении диагональных и поперечных РН. Особый интерес представляет подтверждение крупной Чорох-Казбекской линеаментной зоны и ряда линеаментов, ограничивающих с севера Рионскую впадину [8]. Однако в работах этого автора отсутствует подробный геологический анализ результатов дешифрирования, что несколько снижает достоверность выделенной густой сетки разломов.

Вопросами тектонического районирования и изучения разломной тектоники по ТКС в течение ряда лет занималась группа геологов объединения «Аэрогеология» под руководством И. И. Башиловой и Г. В. Махина. Анализ телепотосхем Туранской и Сибирской платформ и прилегающих к ним районов Альпийско-Гималайского орогенического пояса позволил установить, что несмотря на мелкий масштаб и низкую разрешающую способность ТКС по ним можно выделить все главнейшие структурные элементы этих территорий и иногда уточнить их строение [4, 10]. Так, в пределах Памиро-Гималайского горного узла на КС отдешифрированы следующие тектонические единицы, отличающиеся рисунком фотоизображения: Алайская и Каракульская геосинклинальные зоны с альпийским возрастом складчатости, Памирский срединный массив, Гиндукушская и Западно-Каракорумская зоны, соответствующие Каракорумской альпийской геосинклинальной системе. Внутри Гималаев выделены альпийская геосинклинально-складчатая система («Гималаи Тетиса») и прилегающие эпиплатформенные части горного сооружения; очень отчетливо дешифрируется эвгеосинклинальная зона Инда по приуроченным к ней темным выходам офиолитов. Помимо продольной зональности видно различие восточной (испытавшей особенно сильные новейшие деформации) и западной частей Гималайского горного сооружения; хорошо трассируются РН, в том числе и надвиги.

На телевизионных снимках рассматриваемых нами территорий Копетдага, Восточного Ирана и Западного Афганистана были

выделены: альпийские складчатые системы, характеризующиеся полосчатым рисунком фотоизображения, межгорные впадины (однообразный светлый фототон) и выступы основания, дешифрирующиеся в виде прямолинейных темных полос (Эльбурс и Паропамиз) либо в виде «инородных тел» овальной формы, обтекаемых линиями простирания (Мешхедский массив). Внутри Туркмено-Хорасанских гор по снимкам прослеживаются две зоны: северная, отвечающая собственно Копетдагской зоне (система темных полос, образованных меловыми антиклиналями), и южная, соответствующая Аладаг-Биналудской зоне и дешифрирующаяся по более светлому фототону и неправильному, иногда пятнистому рисунку. Литология и возраст коренных пород нигде однозначно не устанавливаются, хотя в целом плотность фототона увеличивается вниз по разрезу. Среди наиболее интересных данных, полученных в результате дешифрирования телеснимков указанного района, следует отметить систему меридиональных линеаментов (в том числе крупного Тедженского, соответствующего известному глубинному разлому в пределах поперечной зоны опусканий, разделяющей Копетдаг и Паропамиз), а также доказательство разломных ограничений Южно-Афганской (Харанская) впадины.

И. И. Башилова и Г. В. Махин отмечают, что основная новая информация, которую дают телевизионные изображения, относится к дизъюнктивной тектонике. В некоторых случаях анализ КС позволяет уточнить районирование по возрасту основной складчатости; ряд примеров такого рода приводится для слабо изученной территории Центральной Азии.

Вопросами изучения неотектонических деформаций по КС и возможности использования последних для выяснения глубинной структуры занимается группа сотрудников Геологического института АН СССР — В. И. Макаров, С. Ф. Скобелев, В. Г. Трифонов и др. (под руководством В. Г. Трифонова) [39, 40, 41, 51, 69].

С точки зрения неотектонической информативности были проанализированы разномасштабные КС Тянь-Шаня и Памира [40 и др.]. Применяя геоморфологический метод, В. И. Макаров систематизировал ДГ новейших структур, имеющих в данном районе почти всегда прямое выражение в рельефе. На ПКС наиболее крупного масштаба ($1:1000\,000$; $1:3\,000\,000$) хорошо различались не только региональные зоны поднятий и впадин Тянь-Шаня, но и многие составляющие их крупные мегаскладки. Положительные структуры обычно характеризуются темным фототоном (за исключением заснеженных участков) и перистым рисунком эрозионного расчленения: глубина и дробность последнего увеличиваются в соответствии с амплитудой и возрастом поднятий. Сложная тектоника палеозоя в ядрах антиклиналей почти не распознается; видны лишь некоторые поперечные РН, выраженные в гидросети, и отдельные стратиграфические и тектонические контакты толщ разного фототона. Большая, чем для топографических карт, объективность изображения рельефа позволяет наглядно увидеть на ПКС довольно тонкие детали новейшей структуры: по-

логие поперечные перемычки, признаки асимметрии впадин и поднятий, РН, смещающие конусы выноса, расплывчатые линеаментные зоны.

На более мелкомасштабных ($1:5\,000\,000$) ТКС различаются лишь региональные системы поднятий и впадин — самые крупные неотектонические единицы Тянь-Шаня, а также Талассо-Ферганский разлом и несколько линеаментов, соответствующих флексурно-разрывным зонам сложного строения. Вместе с тем высокая генерализация изображения позволила выявить по ТКС и некоторые ранее неизвестные или только предполагавшиеся особенности структуры, например непрерывное продолжение систем новейших мегаскладок через зону Талассо-Ферганского разлома. Данный факт, по В. И. Макарову, подтверждает точку зрения о том, что продольная зональность Тянь-Шаня имеет не менее глубокие корни, чем поперечные структуры типа Талассо-Ферганского разлома, или по крайней мере эти образования развиваются сопряженно друг с другом и генетически связаны.

Более подробно вопрос о соотношении продольных и поперечных направлений в структуре Тянь-Шаня и их выражении на КС был рассмотрен В. И. Макаровым и Л. И. Соловьевой [41]. По данным этих исследователей, все более или менее крупные флексуро-разрывные зоны северо-западного, меридионального и в меньшей степени северо-восточного простираций так или иначе заметны на снимках, в то время как продольные разломы не дешифрируются в виде прямых линеаментов из-за сильной искривленности в плане.

Космические снимки Таджикской депрессии и Юго-Западного Гиссара были проанализированы С. Ф. Скобелевым [40 и др.]. Благодаря четкой стратифицированности разреза, хорошей обнаженности и прямому отражению в рельефе структурных форм по ПКС оказалось возможным составить фотогеологическую карту, которая по своей нагруженности почти соответствует кондиционной геологической карте. Наиболее надежным для дешифрирования структуры оказался геоморфологический метод, позволивший оконтуривать выраженные в рельефе поднятия даже в тех местах (или при таких масштабах), где слоистость осадочных толщ на снимках не была видна. Главная новая информация, полученная для этого хорошо изученного района, — система субширотных линеаментов, секущих основную меридиональную зональность Таджикской депрессии.

Космические снимки Армянского вулканического нагорья и некоторых других районов Кавказа были отдешифрированы В. Г. Трифоновым. Информативность их позволила выделить крупные поля вулканитов, отдельные границы лавовых потоков, шлаковые конусы, новейшие РН. Дешифрирование почти не выявило новых элементов неотектоники, но уточнило строение разрывов и подтвердило некоторые из них, ранее лишь предполагавшиеся. В ряде случаев анализ снимков позволил установить кулисность РН и цепочек небольших вулканитов.

Обобщая результаты исследований сотрудников ГИН АН СССР, В. Г. Трифонов указывает следующие наиболее перспективные сферы применения материалов космических съемок [69]: 1) предварительное знакомство с геологией района; 2) стратиграфическое и фациальное расчленение четвертичных отложений и образованных ими форм рельефа; геоморфологическое районирование; 3) структурное районирование; выяснение особенностей взаиморасположения структурных элементов, их соразмерности; выделение слабо выраженных в рельефе развивающихся поднятий; 4) выявление крупных неоднородностей строения, отражающих структуру поверхности фундамента; 5) выделение и изучение тектонических линеаментов. С некоторыми ограничениями анализ КС можно применять также для изучения литолого-стратиграфических комплексов и «этажей» рельефа, для чего требуются наиболее крупномасштабные космические изображения.

На примере ряда районов Средней Азии и Восточного Кавказа В. Г. Трифоновым была показана высокая перспективность космофотогеологического метода для обнаружения и изучения наиболее молодых позднечетвертичных структурных форм, в особенности РН.

Серия специальных работ сотрудников ГИН АН СССР посвящена проблеме изучения и выявления по КС неоднородностей глубинного строения [40, 41]. Проведенное В. И. Макаровым и В. Г. Трифоновым совместно с сотрудником ВНИИгеофизики Ю. К. Щукиным сопоставление результатов дешифрирования со структурными картами разных глубинных срезов показало, что все крупные линейные и площадные аномалии фотоизображения отвечают разломам и изгибам поверхности доальпийского фундамента или более глубоких горизонтов коры; при этом глубина «просвечивания» земной коры увеличивается по мере уменьшения масштаба или разрешающей способности КС. Анализ разномасштабных КС и геофизических материалов, выявивший существенные различия структурных планов поверхностных и глубинных горизонтов коры, позволил поставить вопрос о дисгармоничном ее строении. В целом с увеличением глубины улучшается выраженность диагональных и поперечных структурных элементов по сравнению с продольными, хотя на самых глубоких уровнях, примерно соответствующих поверхности Мохо, секущие направления опять сглаживаются и уступают место пологой продольной зональности.

Высокоинформативными для выяснения глубинной структуры оказались снимки не только складчатых областей Юга СССР, но и обрамляющих их молодых платформ. Как показывает пример Туранской плиты, М. А. Артамоновым, Е. Н. Исаевым, С. М. Богословским, Л. И. Соловьевой, П. В. Флоренским на КС дешифрируются не только крупные структуры фундамента и глубинные разломы, но и некоторые погребенные локальные структуры, в том числе перспективные для поисков нефти и газа [6, 49, 63].

Особенно много внимания уделяется вопросам дешифрирования РН. По данным В. Д. Скарятина (геологический факультет МГУ) в пределах Северной Африки, Ближнего и Среднего Востока и Юга СССР преобладают линеаменты северо-западного простирания, реже встречаются линеаменты северо-восточной ориентировки, образующие с предыдущими примерно прямой угол, и еще реже — широтные и меридиональные. Поскольку указанные системы наиболее четко видны на КС мелких масштабов (при уменьшении уровня генерализации крупные линеаменты расплываются, но при этом появляется ряд второстепенных направлений), данный рисунок разрывов имеет планетарный характер [59]. Так как линеаменты диагональной системы соответствуют известным направлениям левых и правых сдвигов в пределах Средиземноморского пояса и его обрамления, а иногда полностью с ними совпадают, происхождение этой сети планетарных трещин объясняется субмеридиональным сжатием, вероятнее всего обусловленным ротационными силами.

Некоторые из линеаментов, отдешифрированных В. Д. Скарятиным, непосредственно соответствуют известным РН, при этом особенно хорошо видны на КС крупные сдвиги северо-западного простирания — Талассо-Ферганский, Памиро-Каракорумский, Джунгарский. Линеаменты, обнаруженные впервые, делятся на две группы. Первая группа отвечает предполагаемым РН со смещениями (например, юго-восточное продолжение Талассо-Ферганского разлома на зарубежной территории), а вторая почти не выражена в поверхностном геологическом строении и, по-видимому, соответствует скрытым разломам.

В. Д. Скарятин рассмотрел метод «многоступенчатой генерализации», сущность которого заключается в совместном анализе снимков разных масштабов (от аэро- до космических глобальных) [59]. Данный метод широко применялся и многими другими советскими учеными [13, 32, 69], однако в работе В. Д. Скарятина он получил подробное обоснование.

Основные закономерности строения и расположения «космографических» линеаментов восточной части Средиземноморского пояса анализировались Л. М. Расцветаевым [54]. В результате сопоставления сети линеаментов с сетью РН, глубинных и поверхностных, автор пришел к выводу, что линеаменты представляют собой суммарное отражение линейных зон неоднородности разного генезиса, возраста и глубинного уровня. Ввиду этого система линеаментов не может быть отождествлена ни с одним из известных ранее типов линейных геологических образований. По мнению автора, линеаменты отражают лишь наиболее общий план трещиноватости литосферы. Закономерности их ориентировки и независимость от различных тектонических элементов позволяют видеть в них проявление диагональной и ортогональной систем планетарной трещиноватости. На основании общности структурного рисунка складчатой области и наложенных на него «мегатрещин»

Л. М. Расцветаев ставит вопрос о тектодинамической общности «планетарных» и «регионально-тектонических» напряжений. В течение ряда лет исследования по данной теме проводятся на кафедре динамической геологии геологического факультета МГУ [2, 11, 26, 27, 28, 30, 31, 42, 52, 57].

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

- АС — аэроснимок
ДП — дешифровочный признак
КС — космический снимок
ПКК — пилотируемый космический корабль
ПКС — прямой космический снимок (снимок, снятый с борта космического корабля)
РН — разрывное нарушение
СКС — сканерный космический снимок
ТКС — телевизионный космический снимок
ДОС — долговременная орбитальная станция
ОС — орбитальная станция

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Наибольшие различия Средиземноморского пояса Евразии обнаруживаются между западным его сегментом (Кавказ, Западная Туркмения, Анатолия) и восточным (Афганистан, Пакистан, Средняя Азия). В западном сегменте, примыкающем к Африкано-Аравийской платформе, генеральные простирации складчатых структур широтные и северо-западные, а в восточном — северо-восточные простирации. Границей между ними служит Урало-Оманский линеамент [72, 73].

Западный сегмент. В строении этого сегмента участвуют складчатые сооружения Понтид, Таврид, Кавказа, Загроса, Копетдага, Эльбурса—Биналуда, а также Центрально-Анатолийские и Центрально-Иранские срединные массивы (рис. 1, см. вкл.).

Понтийская система на юге четко ограничена Главным Анатолийским разломом, а на севере — Черноморской впадиной. Понтиды диагональным разломом четко разделяются на две зоны: Западно- и Восточно-Понтийскую. Для Западных Понтид характерно широкое развитие герцинского миогеосинклинального комплекса (ордовик — нижний карбон). В центральной и южной частях зоны в ядрах крупных поднятий выступают эпиметаморфические толщи байкалид. Оба комплекса вмещают массивы герцинских гранитоидов. С резким несогласием на герцинском комплексе более полого залегают флишевые и вулканогенные отложения мела и палеогена, смятые в крупные складки. Местами присутствуют триас и лейас. В целом киммерийский комплекс резко редуцирован.

В Восточно-Понтийской зоне герцинский комплекс полностью выпадает из разреза и непосредственно на байкальском комплексе залегают маломощные вулканогенно-карбонатные осадки юры и мощные меловые и эоценовые образования (вулканиты юры, мела и эоцена имеют преимущественно андезито-дацитовый состав). Складки, в которые собраны отложения юры—эоцена, очень широкие и пологие, осложненные многочисленными сбросами. Продолжением этой зоны в пределах Кавказа является северо-восточная часть Локско-Карабахской зоны.

На северо-западе рассматриваемой территории располагается Кавказский регион, включающий неотектонические мегантиклиниории Большого и Малого Кавказа, разделенные Закавказским межгорным прогибом.

Орогенное сооружение Большого Кавказа охватывает узкую полосу альпийской геосинклинали и прилегающие к ней участки эпигерцинских плит — Скифской на севере и Закавказской на юге. Для последних характерно неглубокое залегание жесткого дипалеозойского или раннепалеозойского фундамента, пережившего

герцинскую переработку, и осадочного чехла, мощности которого увеличиваются на восточном и западном погружениях мегантиклиория. В ряде мест осадочный чехол подвергся вторичной складчатости промежуточного типа. Геосинклинальный пояс Большого Кавказа, приуроченный в основном к южному склону горного сооружения, характеризуется полной складчатостью с надвигами и небольшими покровами.

В пределах Большого Кавказа развиты преимущественно продольные долгоживущие разломы запад-северо-западного — восток-юго-восточного простирания, частично преобразованные в надвиги. Роль поперечных и диагональных структурных элементов сравнительно невелика и сказывается в основном на орогенном этапе, определившем конфигурацию мегантиклиория.

Мегантиклиорий Малого Кавказа также охватывает несколько продольных структурных элементов, испытывающих общий дугообразный изгиб простираций от северо-восточного в Причерноморье до северо-западного на берегу Каспийского моря. Строение Малого Кавказа в значительной мере определяется новейшим (плиоцен-четвертичным) вулканизмом, охватившим более половины его территории. Альпийские и более древние складчатые сооружения перекрыты послескладчатыми лавовыми покровами с вулканическими конусами.

Закавказская межгорная впадина, разделяющая оба мегантиклиория, заложена в основном на центральной части Закавказской плиты и только на одном участке (Алазанская впадина) северным краем перекрывает часть геосинклинального пояса Большого Кавказа. В центральном секторе, отвечающем поперечной оси поднятия всего Кавказского региона, выступает кристаллический фундамент, перекрытый маломощным осадочным чехлом (Дзирульский массив, отделяющий Рионскую впадину от Куриńskiej).

От Средиземного моря на восток прослеживается Таврская система, состоящая из трех зон: Ликийского Тавра, Западного Тавра и Восточного Тавра.

Ликийский Тавр, являющийся продолжением Критской островной дуги, простирается в северо-восточном направлении и сочленяется под острым углом с Западным Тавром. Автохтонный разрез Ликийского и Западного Тавра характеризуется трансгрессивным залеганием мезозоя на нижнем палеозое, редко на карбоне или перми. В Ликийском Тавре автохтон выходит в нескольких тектонических окнах и начинается с известняков верхнего мела. Нижний палеоген (известняки, терригенный флиш) трансгрессивно сменяется нижним миоценом. Отложения смяты в крупные пологие складки, на них залегают Ликийские покровы длиной до 250 км при ширине 20 км, состоящие из нескольких пластин. Нижняя сложена эоценовым флишем, верхние имеют очень сложную природу. Самый верхний — Титонский покров подстилается образованиями типа меланжа. В Западном Тавре покровы занимают меньшую площадь. Восточный Тавр состоит из трех основных по-

кровов. Наиболее верхнее положение занимает покров древних метаморфитов и гранитов, образующих на востоке Битлисский массив. Битлисский покров подстилается Маденским покровом, состоящим из офиолитового меланжа. Последний налегает на покров, состоящий из верхнемеловых и палеогеновых отложений, включая флиш. Этот третий покров надвинут на автохтонный миоцен и более древние слои окраины Аравийской плиты [72].

Таврская система отделяется от системы Загроса зоной попечерных разломов, прослеживаемых на протяжении Главного Транс-кавказского разлома между озерами Van и Резайе. Загрос состоит из двух зон: Внешней (складчатой) и Внутренней (надвиговой). Е. Хайн считает, что к Загросу следует относить также Санандаж-Сирджанскую (Хамаданскую) зону, имеющую переходный характер по отношению к Центрально-Иранскому массиву, но отделенную от него Урмия-Дохтарским вулканическим поясом. Межнож широко представлен во Внутренней (надвиговой) зоне Загроса, где его альлохтонное положение геологически доказано. Хамаданской зоне и Внутреннем Загросе установлены элементы трех покровов Восточного Тавра.

Автохтонная внешняя складчатая зона Загроса возникла в пределах области глубоких миогеосинклинальных погружений в перми или даже в триасе. В этой зоне шло преимущественное накопление карбонатных отложений, в миоцене сменившихся формированием молассы. Зона характеризуется развитием линейных складок, прорванных соляными (эвапориты венда) куполами.

К югу от Каспийского побережья расположено складчатое горное сооружение Эльбурса—Биналуда, отличающееся малой подвижностью на геосинклинальном этапе. В современной структуре Эльбурс представляет собой умеренно сжатый антиклиниорий, осложненный надвигами. Деформации, приведшие к его образованию, происходили в несколько фаз, начиная с конца эоцена до начала плиоцена. В осевой части антиклиниория имеются выступы байкальского метаморфического основания, на которое налегает квазиплатформенный чехол палеозоя и триаса. В распределении последнего ощущаются различия между северной и южной зоной Эльбурса, разделенными осевым Кандованским разломом. Северная зона характеризуется довольно полным разрезом юры и мела. Осадки, начиная с верхней юры, по своему карбонатно-вулканогенному формационному составу сходны с одновозрастными осадками Малого Кавказа. Нижняя и отчасти средняя юра представлены паралической угленосной формацией, характерной также для Центрального Ирана и Северного Афганистана. Карбонатный бат напоминает аналогичные батские отложения Нахичевани. В той же северной зоне установлен постепенный переход от мела к осадочному палеогену. В противоположность этому в южной зоне палеозой и мезозой отсутствуют или редуцированы и эоцен обычно залегает непосредственно на более древнем палеозое, но достигает огромной (до 4 км) мощности и представлен в основном подводной андезитовой формацией. Однако в строении Эль-

бурса—Биналуда сказываются различия и между западным и восточным районами. На западе фундамент значительно приподнят и здесь находятся его основные выходы; на востоке он испытывает заметное погружение. Практически к восточному Эльбурсу приурочено распространение терригенной угленосной юры, причем на восточном продолжении Эльбурса, в Аладаге—Биналуде, между юрой и мелом наблюдается значительное несогласие, к которому приурочено внедрение довольно крупного Мешхедского гранитного plutона.

С севера к Биналуду примыкает Копетдагская складчатая система, сложенная карбонатно-терригенной формацией мальма—палеоценена и олигоцен-неогеновыми молассами. Устойчивое поднятие центральной части Копетдага началось с олигоцена, а формирование складчатой структуры—с конца миоцена. Складки Копетдага и Аладага—Биналуда образуют выпуклую к северу дугу и погружаются на западе в Южно-Каспийскую впадину (ее наземная часть называется Западно-Туркменской впадиной). Являясь типично линейными, они отличаются вместе с тем умеренным сжатием и осложнены крутыми надвигами лишь вдоль срезающего их краевого разлома—правого взброса-сдвига. Разлом служит одновременно юго-западным ограничением Предкопетдагского прогиба, выполненного олигоцен-неогеновыми молassами. В восточном направлении мощности слагающих Копетдаг отложений заметно уменьшаются, свидетельствуя о вырождении геосинклинального прогиба, а складчатость постепенно затухает. Между Понтийско-Биналудской и Тавро-Загорской ветвями расположены зоны Центрально-Анатолийских и Центрально-Иранских массивов, которым в рельефе соответствуют депрессии, обрамленные горными сооружениями. В структурном отношении срединные массивы—выступы древнего, главным образом добайкальского и реже фанерозойского основания, перекрытого более молодым чехлом. Интенсивные погружения, деформации и магматизм не имеют выдержанного распространения и локализуются в местах, осложненных поперечными разломами [72].

В пределах Западного сегмента выделяются две зоны срединных массивов: Центрально-Анатолийская и Центрально-Иранская.

Центрально-Анатолийская зона состоит из ряда срединных массивов: Мендересского, Киршехирского, Аладагского и Мисхано-Зангезурского. Самый крупный массив—Мендересский, пролеживающийся от Эгейского моря на запад,—представляет собой купол размером 150×100 км, ядро которого сложено добайкальскими гнейсами, а оболочка, залегающая резко несогласно, слюдистыми сланцами, филлитами, кварцитами и мраморами карбона—палеоценена. В самом центре Анатолии находится Киршехирский срединный массив, древнее ядро которого и эпиметаморфическая оболочка разделены несогласием. Массив осложнен интрузиями эоцена и частично перекрыт неоген-четвертичными вулканитами и осадочными породами. К северу от оз. Ван известен Аладагский срединный массив (Северо-Ванский), кристаллический

фундамент которого скрыт под мощным чехлом молодых вулканических покровов. На территории СССР расположен Мисхано-Зангезурский массив. Его фундамент обнажен слабо, чехол образован кайнозойскими вулканитами и терригенными осадками палеогена и неогена.

До раннего мезозоя срединные массивы Центрально-Анатолийской зоны, вероятно, представляли собой единую глыбу, отдельные «обломки» которой составляют фундамент перечисленных массивов, перекрытых чехлом из молодых лав и терригенных отложений. При сравнении отдельных массивов этой зоны устанавливается интересная особенность, заключающаяся в том, что глубина залегания фундамента отдельных структур увеличивается в восточном направлении.

В Центрально-Иранской зоне выделяются Южно-Азербайджанский, Пошт-и-Бадамский, Тебесский и Лутский срединные массивы, построенные аналогично массивам Центрально-Анатолийской зоны. В современной структуре эти выступы древнего основания имеют различную амплитуду погружения; наиболее опущенные из них выражены крупными новейшими впадинами.

Южно-Азербайджанский массив характеризуется неглубоким залеганием докембрийского фундамента, в ряде мест выступающего на поверхность и перекрытого маломощным палеозоем и мезозоем, непосредственно эоценовыми вулканитами или даже лагунным олигоценом, выполняющим небольшие депрессии. Далее к юго-востоку располагается наиболее узкая часть Иранского междугорья, где фундамент погружается на значительную глубину и широкое распространение получает возрастающий в мощности вулканогенный эоцен, смятый в серию складок.

В восточном направлении развиваются две значительные впадины: Дешти-Кевирская и Кумская, заполненные соленосным миоценом, подстилаемые олигоцен-плиоценовыми известняками. В обеих впадинах, но особенно в наиболее крупной Дешти-Кевирской, имеются многочисленные солянокупольные структуры. Эта часть Иранского междугорья ограничена на востоке дугообразным, выпуклым к западу Наинским глубинным разломом, вдоль которого выступает серпентинитовый меланж. Параллельно ему к востоку простирается еще несколько крупных разломов, разделяющих восточную половину Центрально-Иранского срединного массива на ряд блоков, различающихся по глубине залегания фундамента и по составу и степени деформированности осадочного чехла. Наиболее крупный из них—Лутский блок, вытянутый в меридиональном направлении и сложенный с поверхности эоценовыми вулканитами наземного происхождения. Пологое, местами субгоризонтальное залегание как этих вулканитов, так и выступающих из-под них маломощных отложений мезозойского и палеозойского чехла заставляет предполагать неглубокое и ненарушенное залегание фундамента, который в центральной его части у сел. Дех-Сельм выходит непосредственно на поверхность.

Между блоками простираются приразломные прогибы, развившиеся в разное время: Шотори — в венде, триасе; Заарандский — в венде, юре; Йездский — в юре, мелу; Наинский и Курдистанский — в поздней юре и мелу (офиолиты). Они подверглись соответственно разновременным деформациям — раннекиммерийским, позднекиммерийским, ларамийским и пиренейским.

Наиболее крупный из прогибов — Восточно-Иранский, — простирающийся в меридиональном направлении, выполнен мощной и сложнодислоцированной толщей глинисто-сланцевых юрских и нижнемеловых, карбонатно-вулканогенных верхнемеловых и флишево-вулканогенных (андезитового состава) эоценовых отложений. К этой же зоне приурочен «цветной меланж» со значительным участием основных и ультраосновных пород. Восточно-Иранский прогиб оказывается, как это ни парадоксально, самым типичным геосинклинальным прогибом в данной части Альпийского пояса, хотя он и простирается поперек его общего направления и рассекает полосу срединных массивов.

К югу от Захедана Восточно-Иранский прогиб сливается с аналогичной Макранской складчатой зоной, протягивающейся уже в общем направлении пояса, вдоль одноименного побережья Оманского залива и продолжающейся на восток в пределы Пакистана. На западе Макранская зона через поперечный разрыв смыкается с Санандадж-Сирджанской зоной юго-западного обрамления Центрально-Иранского массива. Последняя отделяется от собственно массива Урмия-Дохтарским краевым вулканическим поясом, возникшим в среднем эоцене, затем развивающимся в плиоцене — плейстоцене. Вдоль него протягивается цепочка крупных четвертичных вулканов, из которых самые значительные находятся на южном окончании Лутского блока.

Восточный сегмент. Характерной чертой рассматриваемого сегмента является то, что вся его северная треть вплоть до Главного Гиндукушского разлома слабо прогибалась на альпийском геосинклинальном этапе и представляет собой вовлеченную в альпийский орогенез южную часть молодой платформы. Наиболее северным элементом здесь является Северо-Афганский выступ с горстообразно приподнятым герцинским основанием и с чехлом, сходным по строению с чехлом Туранской плиты. Широтными разломами, выраженными в осадочном чехле флексурами, зона этого выступа отделяется на севере от Афгано-Таджикской межгорной впадины и на юге от эпикиммерийской зоны Банди-Туркестана. На западе Северо-Афганский выступ ступенчато погружается, очевидно, по поперечным разломам в Восточно-Туркменскую (Мургабскую) синеклизу. На востоке выступ вдоль другой зоны меридиональных разломов смыкается с более интенсивно приподнятыми в новейшее время герцинидами Северного Бадахшана. В эту зону разломов вклинивается южное окончание Предпамирско-Бадахшанского предгорного прогиба. Строение осадочного чехла Северо-Афганского выступа определяется крупными брахиантеклиналами преимущественно широтной ориентировки.

Лежащая южнее зона Банди-Туркестан соответствует триасовому геосинклинальному прогибу, заложенному в пределах южной части эпигерцинской платформы и испытавшему инверсию и складчатость в начале юры. Юрские отложения здесь отсутствуют, а меловые и палеогеновые образуют крупное сводово-глыбовое поднятие — горст-мегантеклиналь, осложненную подобно Северо-Афганскому выступу субширотной складчатостью промежуточного типа. В размытых сводах брахиантеклиналей обнажается триасовое складчатое основание. Подобно Северо-Афганскому выступу Банди-Туркестанская мегантеклиналь также погружается в западном направлении, но более постепенно. Южнее располагается обновленный новейшими движениями герцинский антиклиниорий Паропамиза, продолжающийся на северо-восток. Это — очень сложно построенная складчатая система, образованная слабо метаморфизованными геосинклинальными, в том числе вулканогенными, толщами нижнего и среднего палеозоя, с несогласием в верхах нижнего карбона и с отдельными выступами докембрийского кристаллического основания и плутонами как герцинских (раннегерцинских), так и раннекиммерийских гранитоидов. В западном направлении, в районе г. Герата, герцинский (каледоногерцинский) геосинклинальный комплекс уходит под красноцветную молассу, очевидно выполняющую межгорный прогиб. Триасовая геосинклиналь, возможно, наследует этот прогиб с некоторым смещением к северу [73].

Расположенное южнее активизированной в альпийское время платформы эпигеосинклинальное альпийское складчатое сооружение, по данным И. И. Сонина, имеет сложное гетерогенное строение. Здесь установлены позднегерцинские и киммерийско-альпийские геосинклинальные прогибы, заложенные на океанической коре, и разделяющие их блоки с континентальной корой, в пределах которых выходят на поверхность глыбы фундамента (комpleksы основания), являющиеся реликтом складчатых систем более ранних эпох или областей субплатформенного развития. Примером этого служат Нуристанский массив, тектонические зоны Гильменд, Аргандаб и др.

Афганская часть пояса расчленяется на три крупные структурные ветви — Северную, Центральную и Южную, для которых характерны резкое клинообразное сужение («скучивание») тектонических структур в восточном направлении, ломаное соплление складок, разрывов, крупная виргация структур на западном фланге «Памиро-Гималайского синтаксиса», а также общее закономерное омоложение тектонических структур с севера на юг. В качестве северного обрамления пояса выступает южный край Туранской плиты, имеющий, по всей видимости, гетерогенное герцинско-раннекиммерийское складчатое основание и мезозойский (юрско-меловой) платформенный чехол. В его пределах отмечается блоковое ступенчатое строение плиты с различной глубиной кристаллического фундамента и погружением ступеней фундамента в северном направлении, а в каждой отдельной ступени — в южном.

Выделяются Мургаб-Герирудский, Майманинский, Северо-Афганский и Мазари-Шерифский блоки, границей между которыми служат крупные разломы: Банди-Туркестанский, Доши-Мирзаваланский, Альбурз-Мормульский. Завершающая фаза складчатости и внедрение крупных гранитоидов области приходятся на границу триаса—юры.

Северная структурная ветвь непосредственно примыкает к эпирланекиммерийским сооружениям Туранской плиты и включает в более широком плане горные цепи Куналуня, Северного Памира, Западного Бадахшана, Западного Гиндукуша и его отроги по правобережью р. Гериrud и левобережью р. Горбанд, составляя область позднегерцинской складчатости. Главной особенностью этой области является резкое общее погружение всей территории в карбоне и перми, сопровождавшееся накоплением мощных геосинклинальных комплексов, в том числе и спилито-кератофировой формации нижнего карбона в осевой части трога. Основная фаза складчатости и связанный с ней интрузивный магматизм приходятся на границу перми и триаса. Особенности последующей, мезо-кайнозойской истории еще больше подчеркивают самостоятельность этой области, известной как Гиндукуш-Северопамирская. В ее строении участвуют протерозойский (геосинклинальный), венд-девонский (субплатформенный), каменноугольно-пермский (геосинклинальный) и триасовый (орогенный) структурно-формационные комплексы. Первые два комплекса, представленные соответственно глубоко метаморфизованными породами (4000 м) и терригенно-карбонатными отложениями (2000 м), выделяются в качестве основания и являются общими для всей области. Вышележащие отложения изменчивы по мощности и фациально, отличаются характером магматизма и слагают структурно-фациальные зоны Сурхоб, Западный Гиндукуш, Бамиан, Файзабад [67].

Южная структурная ветвь представляет область собственно альпийской (позднеальпийской) складчатости, отделенной от Индостанской платформы цепью передовых прогибов. Северная граница этой области, включающей значительную часть Западного Пакистана и Гималаев, отчетливо фиксируется по палеогеновым флишевым трогам Юго-Восточного Афганистана и верховьев р. Инда. Определяющей особенностью этой складчатой области, известной как Белуджистан-Гималайская складчатая система, является практически повсеместное развитие морских палеогеновых толщ, интенсивно смятых в эпоху завершающей складчатости в начале неогена (миоцене). Позднеальпийская складчатая область построена, так же как и весь пояс, асимметрично. В средней ее части наблюдается центральное поднятие — Сулейманский антиклиниорий, прогибы по краям его неравнозначны: на севере располагается тыльный флишевой прогиб (Катавазская зона), на юге основная роль принадлежит хорошо развитому передовому прогибу, выполненному молассой.

Внутренний район пояса, расположенный между герцинидами северной структурной ветви и альпидами южной структурной вет-

ви, составляет самостоятельную Центральную складчатую область, объединяющую складчатые сооружения Каракорума, Южного Памира, значительную часть Афганского Бадахшана и Восточного Гиндукуша. По мнению большинства исследователей, это поздние кимериды, иногда — ранние альпиды. Указанные области несколько различаются общим характером геосинклинального развития и временем проявления завершающей складчатости. Мезозойские и кайнозойские тектонические движения оказали сильнейшее влияние на строение этих разнородных областей, сформировав на неотектоническом этапе развития единые структуры, отражающие общее воздымание территории с формированием Памиро-Паропамизского свода. Интенсивность тектонических движений в своде определяется высотой донеогенового пенеплена. Так, в Бадахшане и Ваханском коридоре он обнаруживается на отметках в 6000 м, в западных частях Гиндукуша — на 5000 м, на Паропамизе на 4000—3000 м.

Памиро-Паропамизское поднятие с юго-запада ограничено Сейстанской впадиной (длина 450 км при ширине 160—200 км). Общая мощность рыхлых отложений во впадине по геофизическим данным до 1000—3000 м. Отмечается погружение впадины на запад. С северо-запада Памиро-Паропамизское поднятие ограничено обширной зоной опускания. Это Амударынская впадина, прослеживающаяся более чем на 1,5 тыс. км. Внутреннее строение впадины блоковое. Наиболее опущенные блоки находятся на востоке (Кулябский прогиб).

Тектоническое районирование и общие вопросы тектоники

Пересмотр тектоники Кавказа в свете современных представлений о строении складчатых поясов позволил нам предложить новую схему тектонического районирования (рис. 2). В ее легенду положены следующие основные принципы. Прежде всего мы понимаем мегантиклинории Большого и Малого Кавказа только как орогенные неотектонические сооружения, наложенные на разнородные зоны, и противопоставляем их обрамляющим межгорным и предгорным прогибам, заполненным нижними и верхними молассами. Ни одну из них недостаточно именовать антиклиниорием или синклиниорием, все они, будучи самостоятельными тектоническими единицами, нуждаются в более сложной характеристистике. В частности, только для некоторых из них подходит современное определение геосинкли-

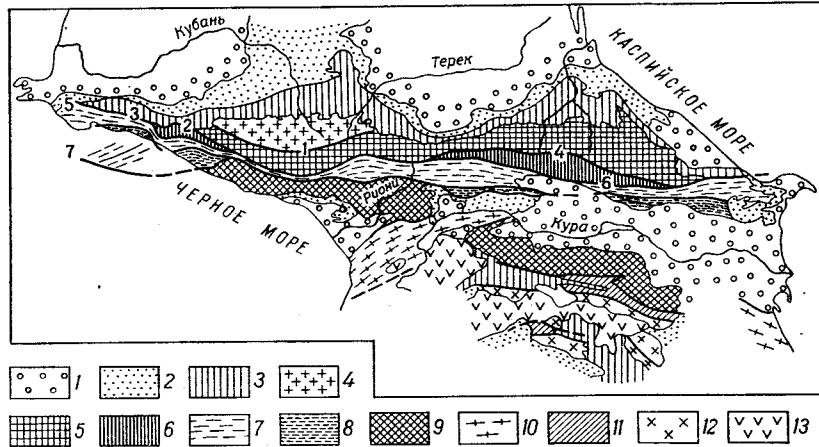


Рис. 2. Схема тектонического районирования Кавказа.

1 — верхние молассы (N_2-Q); 2 — нижние молассы (P_3-N_1); 3 — послескладчатый осадочный чехол (J_3-P_2 на Северном Кавказе, K_2-P_2 на Малом Кавказе); 4 — Лабино-Малкинская зона; 5 — зона Главного хребта (Чугуш-Дарьяльская); 6 — зона киммерийской геосинклиналии (Сланцевая); 7 — зона альпийской геосинклиналии (Флишевая); 8 — южные флишевые подзоны; 9 — Закавказская плита; 10 — Аджаро-Триалетская и Талышская зоны; 11 — оphiolитовые зоны Малого Кавказа (Севанская и Вединская); 12 — массивы Малого Кавказа (Мисхано-Зангезурский и Дарагаэзский); 13 — плиоцен-четвертичные вулканические образования. Основные разломы зонального значения: 1 — Дудугуш-Тырныаузский разлом, 2 — Тугупсинский разлом, 3 — надвиг Главного хребта, 4 — Ахтычайско-Тляратский надвиг, 5 — Бекишевский надвиг, 6 — Малкамудский надвиг, 7 — Восточночерноморский разлом

нали как ослабленной зоны литосферы, зоны концентрации напряжений растяжения и сжатия.

Описывая тектонику Кавказа по продольным структурно-фацальным зонам, мы в значительной мере возвращаемся к тектоническим представлениям, высказанным в работах В. П. Ренгардена [56]. Он считал, что Кавказский регион первично состоял из линейных зон с разной компетентностью земной коры и что этим определяется резкое различие форм дислокаций.

Некоторые зоны как Большого, так и Малого Кавказа по тем же структурно-фацальным признакам подразделяются на подзоны, или частные зоны, и более мелкие единицы.

Лабино-Малкинская зона представляет собой участок эпигерцинской платформы, вовлеченный в поднятие на орогенном этапе развития Кавказа.

В строении зоны принимают участие три структурных этажа: складчатое основание герцинского возраста, герцинские молассы и мезо-кайнозойский платформенный чехол. Нижний этаж представлен породами рифея и палеозоя вплоть до нижнего карбона включительно, пронизанными интрузиями и преобразованными в кристаллические и зеленые метаморфические сланцы. Во внутренней структуре этого этажа обнаружена серия шарьяжных пластин, разделенных поверхностями скальвания, к которым приурочены выходы офиолитов. Второй структурный этаж сложен неметаморфизованными континентальными молassами позднего палеозоя. Морские отложения платформенного типа, составляющие третий этаж, на западе начинаются с известняков верхней перми или триаса, а восточнее с нижней юры. Они характеризуются небольшими мощностями, относительно мелководными фациями и наличием местных стратиграфических несогласий; залегание полого моноклинальное, которое усложняется в нижней части чехла и у южного борта зоны, прилегающего к Дудугуш-Тырныаузскому разлому.

Дудугуш-Тырныаузский разлом (по Е. Е. Милановскому, Пшениш-Тырныаузская шовная зона) — несомненно глубинный и долгоживущий. Первое подтверждается строгой приуроченностью к нему некоторых специфических верхнепалеозойских интрузий; второе — резким повсеместным несовпадением разреза примыкающих зон. На некоторых этапах развития разлома формировались специфические приразломные фации и структуры [12]. В современном срезе этот шов вырисовывается как субвертикальный. Глубокое различие в сложении прилегающих зон позволяет предполагать, что перемещение по разлому вряд ли ограничивалось разнонаправленным вертикальным движением блоков. В эпоху герцинской складчатости здесь, вероятно, располагались корни покровов. По размещению выходов верхнепалеозойских моласс можно допустить правосдвиговые перемещения между концом палеозоя и началом поздней юры.

Верхний предел движений по разлому определяется запечатывающим его с двух сторон верхнеюрским послескладчатым чех-

лом, основание которого датируется келловеем. В последующее время этот шов мог оставаться зоной концентрации напряжений, но перемещения по нему возобновились, по-видимому, только местами в процессе орогенного поднятия мегантиклинория, в частности в Приэльбруссском районе.

Зона Главного хребта, или Чугуш-Дарьальская, охватывает значительную часть водораздела и северного склона Большого Кавказа. Для нее характерно присутствие герцинского кристаллического фундамента и трансгрессивное залегание нижне-средне-юрского осадочного чехла, что сближает ее с Лабино-Малкинской зоной. Местами на погружениях зоны присутствуют также и герцинские молассы. Зона раздроблена на отдельные продольные блоки, разграниченные долгоживущими разломами, по которым в предпозднеюрское время происходили неоднократные перемещения. От платформы зону отличают также большие мощности пород лейаса и аалена в фациях, более близких к геосинклинальным.

В осевой части зоны выделяется максимально поднятый центральный участок, где вся она представлена выходами кристаллического фундамента. В обе стороны — на северо-запад и на восток — зона погружается и состоит из нескольких поднятых тектонических блоков, сложенных породами фундамента, и опущенных, сложенных породами юры. На северо-западе от р. Теберды до р. Белой насчитывается до восьми тектонических блоков, разграниченных крутыми разрывами. Судя по тому, что по этим разрывам происходит резкая смена мощностей и частично фаций нижней и средней юры (увеличение мощностей от блока к блоку с севера на юг), их можно причислить к категории долгоживущих разломов, конседиментационных по отношению к юрскому прогибу. К некоторым из разломов приурочено излияние лав или внедрение интрузий основного и среднего состава.

Форма дислокаций ранне-среднеюрского чехла в значительной мере определяется конседиментационными подвижками и сжатием в условиях неглубокого залегания жесткого фундамента, и поэтому полную складчатость геосинклинального типа можно наблюдать только в сильно опущенных блоках или вблизи разломов. Базальные горизонты чехла залегают на фундаменте сравнительно полого.

На восточном погружении зоны в пределах Северной Осетии и ее окружения, по данным Г. Д. Ажгирея и Ю. Г. Леонова, развиты поднятые на разную высоту продольные блоки, сложенные доме-зойским основанием и нижне-среднеюрским осадочным чехлом. Форма тектоники осадочного чехла определяется конседиментационными движениями по разломам. Восточнее последнего выхода фундамента (Дарьальское ущелье на Тереке) располагается обширная область Сланцевого Дагестана, являющаяся естественным продолжением рассматриваемой зоны. Кристаллический фундамент здесь погружен на значительную глубину, но в характере дислокаций также большую роль играют продольные тектониче-

ские швы, длительные подвижки по которым в ранне- и среднеюрское время определили конседиментационный характер складчатости, завершившейся в предверхнеюрское время. По мере погружения фундамента на восток роль его как жесткого упора и роль киммерийских движений по разломам снижаются. Зато, наоборот, большое значение приобретают наложенные альпийские движения.

Южным ограничением зоны в центральной части служит один из самых крупных надвигов Кавказа, часто называемый «Главным» или «надвигом Главного хребта». Его западное продолжение названо Тугупсинским разломом, а восточное продолжение выделено под названием Ахтычайско-Гляратского взброса [55]. Почти на всем протяжении этот тектонический шов рисуется на поверхности в виде сравнительно крутого надвига на юго-запад. На центральном пересечении Кавказа поверхность надвига сильно выполаживается, образуя Штавлерский покров с видимой амплитудой порядка 10 км [76].

Сланцевая зона, или киммерийская геосинклиналь. К югу от Чугуш-Дарьальской зоны мы считаем возможным выделить зону настоящей киммерийской геосинклинали, первично, вероятно, единую, а ныне состоящую из двух сегментов — северо-западного и юго-восточного. В обоих метаморфический фундамент неизвестен. Мощности глинистых сланцев лейаса—аалена, резко возрастая, измеряются километрами, и они насыщены вулканическими породами спилито-кератофировой формации. Оба участка зоны характеризуются полной складчатостью геосинклинального типа, запрокинутой на юг и юго-запад. На западе — это интенсивно дислокированная Гойтхско-Ачишхинская зона, изученная М. Г. Ломизе в 60-х годах. Время основной складчатости в ней фиксируется как предкелловейское. Южным ограничением зоны служит Бекишеский надвиг на флиш южного склона Кавказа. Местами у поверхности он, по данным Ч. Б. Борукаева, становится очень пологим.

В направлении на восток Гойтхско-Ачишхинская зона служит и в верхнем течении р. Мзымыты выклинивается, вероятно, в результате надвигания соседней к северу зоны. Ее аналогом на Восточном Кавказе, по-видимому, может служить недавно выделенная из состава Сланцевого Дагестана приводораздельная шовная зона, ограниченная крупными надвигами [55]. В пределах Грузии ей частично соответствует Казбек-Лагодехская зона [16]. По данным В. И. Резникова, зона характеризуется повышенными мощностями, широким проявлением инициального магматизма на разных стратиграфических уровнях, интенсивной складчатостью линейного типа и интенсивностью разрывной тектоники. Юго-западным ограничением зоны служит Малкамудский, или Сенабидагский, надвиг, местами выполаживающийся почти до покрова. Время складчатости в пределах шовной зоны может быть установлено только как послесреднеюрское, так как более молодые образования в ее пределах неизвестны. Поэтому отнесение ее к области киммерийской складчатости остается, хотя и наиболее вероятным, но спорным.

Вышеописанные зоны перекрыты послескладчатым осадочным чехлом верхней юры, мела и палеогена. Это осадки платформенного типа, для них характерны сравнительно малые мощности и мелководные фации. В породах чехла отчетливо сказывается конседиментационное поперечное поднятие центральной части Кавказа — при погружении в обе стороны от него увеличиваются мощности, некоторые фации приближаются к геосинклинальным, и весь чехол постепенно вовлекается в альпийскую складчатость. На южном борту Западно-Кубанского прогиба складчатые формы близки к таковым соседней с юга Флишевой зоны. Время их формирования — предмиоценовое, т. е. внутримайкопское, что хорошо доказано бурением. Коробчатые складки Известкового Дагестана, связанные с орогенным этапом развития Кавказа, датируются промежутком времени от конца сармата до начала верхнего плиоцена.

Флишевая зона, или альпийская геосинклиналь. Зона состоит из западного — Новороссийско-Сочинского, центрального — Грузинского и восточного — Азербайджанского участков. Последние два участка, разделенные молодыми отложениями наложенной Алазанской депрессии, на геосинклинальном этапе развивались совместно. Новороссийско-Сочинский участок отстоит от западного края Грузинского на расстоянии более 150 км, и многие исследователи считают, что это были два независимых флишевых бассейна. Мы придерживаемся представления, высказанного В. П. Ренгартеном [56] и О. С. Вяловым, о том, что на Большом Кавказе существовала непрерывная и достаточно широкая зона альпийской геосинклинали, которая была впоследствии сильно сокращена в результате складчатости и частично перекрыта надвигом. Об этом свидетельствует прежде всего тот факт, что в главной северной подзоне этой зоны при приближении к перемычке с обеих сторон не наблюдается никаких признаков вырождения глубоководных флишевых фаций. Характерно также большое сходство разрезов верхней юры и мела. Почти все фации флиша свидетельствуют об удаленности источников сноса и о разносе материала в продольном направлении.

Каждый из трех участков Флишевой зоны Большого Кавказа состоит из двух продольных подзон: на западе — Новороссийско-Лазаревская и Чвежипсинская зоны, в центре — Чиаурская или Шовско-Пасанаурская и Кахетинская, в Азербайджане — Дибрская и Вандамская. Только северные из них полностью отвечают представлению о геосинклинали. Осадконакопление геосинклинального типа в их пределах не прорывалось эпохами консолидации по крайней мере с лейаса, а возможно, и с девона [5]. Во всем этом первично едином троге глинистое осадконакопление, свойственное герцинскому и киммерийскому этапам развития, на границе с поздней юрой без эпохи полной консолидации сменилось флишевым, продолжавшимся до середины палеогена. В эоцене флишевый трог начинает замыкаться, а в олигоцене вырождается полностью. Основная складчатость, судя по северо-западному

окончанию подзоны, падает на границу с неогеном; на юго-востоке она существенно моложе. На северо-западе южным ограничением северной подзоны Флишевой зоны (Новороссийско-Лазаревская подзона) служит Агойский надвиг, значительная амплитуда которого подтверждается бурением. Его продолжением служит Краснополянский надвиг в бассейне р. Мзымы. Еще восточнее тот же надвиг слагает южный край полосы глинистых сланцев, образующих депрессию рельефа в истоках рек Мзымы и Бзыби, и он же естественно переходит в надвиг, ограничивающий с юга Сванетскую зону.

Восточное окончание центральной флишевой подзоны составляет Чиаурско-Дибрская частная зона, выделенная и охарактеризованная еще в 30-х годах Н. Б. Вассоевичем и В. Е. Ханимом. Южным ограничением зоны в Кахетии считается Ильдоканский, или Павлурский, надвиг; на востоке ту же роль играет Зангинский надвиг мела на олигоцен.

Южная флишевая подзона состоит из двух частных зон — Чвежипсинской на западе и Кахетино-Вандамской на востоке. Обе они наложены на край Закавказской плиты. Флишевое осадконакопление здесь началось на разных уровнях раннего мела и смилило собой мелководные карбонатные фации, свойственные предшествующему этапу. Эти наложенные флишевые троги были, по-видимому, первично разделены участком нефлишевого осадконакопления.

Чвежипсинская зона выделена в бассейне р. Мзымы, где можно наблюдать фациальный переход с запада на восток флишевых фаций в нефлишевые. Здесь также отчетливо видно, что южная граница на протяжении от раннего мела до олигоцена мигрирует на юго-запад, захватывая все большее пространство плиты. Это определяет переходный характер зоны и условность ее южной границы. Ею принято считать Воронцовский покров, отделяющий надвинутую часть наложенного флишевого трога от его автохтонной части, вскрытой в окнах покрова, где флиш эоцен залегает несогласно прямо на породах средней и верхней юры.

Кахетино-Вандамская зона была выделена Н. Б. Вассоевичем и В. Е. Ханим в качестве антиклиниория и противопоставлена Чиаурско-Дибрарскому флишевому синклиниорию. Тектонически она представлялась автохтоном, на котором залегают покровные пластины, выжатые из Флишевой зоны. К ней же относились изолированные выходы массивных известняков юры (утесы), расположенные цепочкой вдоль южного края Алазанской депрессии и долго считавшиеся выступами домелового фундамента.

Материалы исследований последних лет установили, что Кахетинская часть подзоны [75] аллохтонна и представлена системой покровных пластин, сложенных флишевыми породами не древнее апта и сорванных со своего дофлишевого фундамента. Вандамской зоне отвечает, по-видимому, только самая нижняя единица, сложенная глинистыми породами верхнего эоцена и олигоцена. Известняковые и порfirитовые утесы, бескорневое положение ко-

торых доказано бурением, представляются оползневыми глыбами в составе этих пород. Иногда они вторично переотложены в неогене.

Южным ограничением Кахетино-Вандамской зоны на западе служит Орхевский надвиг нижней единицы на миоцен Средне-Куриńskiej впадины. Он вырисовывается на дневной поверхности сравнительно крутым, чем резко отличается от более внутренних покровов. Время надвигания падает на промежуток времени между pointом, присутствующим в составе поднадвигового неогена, и акчагылом, перекрывающим все складки и разрывы. В Азербайджане ему соответствует Аджичайско-Алятский надвиг олигоцена Вандамской зоны на неоген Нижне-Куринской впадины.

Подзонам Флишевой зоны свойственна напряженная полная складчатость геосинклинального типа, которая упрощается только на погружениях Кавказа в районе Новороссийска на западе и восточнее г. Шемахи на востоке. На многих участках описаны пологие надвиги и покровы: Воронцовский покров на западе, Чинчевельский покров и система чешуй в Кахетии, Баскальский и Астраханский покровы в Азербайджане. Можно высказать предположение о покровной природе участка флиша между городами Варташен и Шеки (дибрарские фации появляются к югу от половины развития вандамских фаций). Следует отметить, что все известные покровы Кавказа приурочены к участкам больших градиентов вертикальных движений орогенного этапа, и соответственно в их формировании сыграли роль силы гравитации.

В строении Флишевой зоны следует подчеркнуть отчетливую симметрию: южная, переходная подзона свойственна только обоим погружениям и первично отсутствовала на центральном пересечении Кавказа, где отложения этого возраста представлены нефлишевыми фациями. Следовательно, на южном склоне так же, как и на северном, проявилось конседиментационное поперечное поднятие центральной части Большого Кавказа в позднем мезозое и кайнозое.

Закавказская плита. К югу от Флишевой зоны Кавказа располагается обширная сложно построенная область, объединенная под общим названием Закавказской плиты. В последних схемах ее распространяют на юг вплоть до южного борта Средне-Куринской впадины, считая, что Аджаро-Триалетская складчатая система является наложенной структурой [17]. Вслед за рядом авторов [36 и др.] мы прослеживаем плиту далее на юг вплоть до офиолитовых швов Малого Кавказа; на севере можно включить в нее Гагрско-Джавскую зону Большого Кавказа. Главные признаки плиты — неглубокое залегание кристаллического фундамента, развитие субщелочной порfirитовой серии байоса, платформенные фации альпийского этажа и сравнительно пологая складчатость. Не считая Аджаро-Триалетской зоны, в ее пределах выделяются: центральная часть — Дзиурульский массив, Артвино-Болнисский выступ и их погружения, две краевые зоны — Гагрско-Джавская и Локско-Карабахская. На многих тектонических схе-

мах зоны считаются элементом геосинклиналей соответственно Большого и Малого Кавказа [16, 45].

Гагрско-Джавская зона орографически входит в состав горного сооружения Большого Кавказа и носит некоторые черты, переходные к геосинклинали. Известно, что она сформировалась на жестком фундаменте плиты, что подтверждается сделанной О. З. Дудаури и Т. Г. Тогонидзе находкой в бассейне р. Кодор выхода амфиболитовых гнейсов. Породы осадочного чехла смяты в крупные продольные складки, часто осложненные разрывами. Напряженность складчатости возрастает в направлении к северному краю зоны. Иногда зона причисляется к области проявления киммерийской складчатости. Однако, по данным И. П. Гамкрелидзе [15], крупного углового несогласия в мезозое не наблюдается и время складкообразования определяется как послеолигоценовое.

Гагрско-Джавская зона развита только на центральном участке Кавказа. В стороны периклиналей она погружается под покровные пластины флишевых подзон. На западе под Чвежипсинской подзоной, сформировавшейся на северном борту плиты и сорванной со своего дофлишевого основания, зона прослеживается в тектонических окнах на расстояние до 30 км. На востоке косвенным показателем такого погружения могут служить распространение переотложенных утесов рифовых известняков юры, а также высокое положение субгоризонтальной поверхности фундамента под покровными пластинами Кахетинской зоны. Южное ограничение Гагрско-Джавской зоны — Лечхумский долгоживущий шов, на котором сформировались Рача-Лечхумская синклиналь и флексурный борт Рионской впадины.

Часть плиты, носящая название Грузинской глыбы, делится уже не на продольные, а на поперечные структурные единицы — блоки, приподнятые в центре (Окрибская зона и Дзиурульский массив) и погружающиеся под молассы. В Дзиурульском массиве выходит фундамент плиты, для которого характерна герцинская переработка древнего (байкальского) комплекса. Осадочный чехол представлен маломощными отложениями мезо-кайнозоя в платформенных фациях. Он смят в пологие складки с небольшими разрывами. Западное погружение Грузинской глыбы представлено Рионской впадиной, сложенной неогеновыми молассами. Здесь развиты небольшие брахиантиклинали, сформировавшиеся на орогенном этапе и приуроченные, вероятно, к разнонаправленным разрывам фундамента. Следует отметить участие в этой складчатости пород домолассового комплекса, что хорошо видно в относительно приподнятом Мегрельском блоке. Восточное погружение Грузинской глыбы — Верхне-Куринская (Карталинская) молассовая впадина — с севера и юга ограничено надвигами складчатых зон, движения по которым продолжались до плиоцена. Западным бортом впадины служит прямолинейное флексурообразное погружение массива, вероятно приуроченное к глубинному разрыву северо-восточного простирания. Внутренняя структура впадины характеризуется развитием продольных впадин, осложненных над-

вигами. На восточном продолжении Карталинской впадины в Ширакско-Аджинаурской складчатой зоне некоторые линейные складки приобретают форму чешуй, ограниченных пологими надвигами. Известен покровный характер этих складок, срыв верхней части молассового чехла по пластичным породам майкопа; под молассовым комплексом складки затухают.

К югу от Аджаро-Триалетской складчатой системы, которая как наложенная структура будет рассмотрена ниже, в составе Закавказской плиты выделяется Артвино-Болниический блок [16], сложенный в основании кристаллическими породами (массив Храми) и являющийся в неотектоническом плане уже частью мегантиклиниория Малого Кавказа.

Наконец, самая южная структурная единица плиты — слабоскладчатая Локско-Карабахская зона, которая часто рассматривается в составе складчатой области Малого Кавказа [16] является аналогом Гагрско-Джавской зоны. Здесь также присутствуют кристаллический фундамент (массив Локи), глинистые осадки лейаса и аалена и порфириты байоса в своем полном развитии [36]. Структура зоны определяется развитием крупных преддолготеновых складок субширотного простирания. Юго-западным ограничением зоны служит Карабахский надвиг на Севанскую зону.

На юго-западе Грузии обе последние единицы служат основанием миоплиоценовых и четвертичных лавовых покровов (хр. Самсари и плато Ахалкалаки). На востоке они погружаются под плиоцен-четвертичные отложения Средне- и Нижне-Куриńskiej впадин.

Аджаро-Триалетская складчатая система. Согласно представлениям Ш. А. Адамия и И. П. Гамкрелидзе, эта система представляет собой «активизированную зону авлакогенного типа». Для нее характерны растяжение и активное прогибание в позднемеловое и особенно палеогеновое время с накоплением мощных субфлишевых и вулканических образований. В конце палеогена зона испытала сжатие и инверсию тектонического режима, в результате чего была преобразована в бескорневое складчатое сооружение, надвинутое на соседние края плиты. На востоке зона сужается, и характерные для нее вулканические породы эоцена погружаются под молассы.

Складчатая система Талыша имеет большое сходство с Аджаро-Триалетской и по составу слагающих пород, и по характеру складчатости. Это сходство позволяет Ш. А. Адамия и И. П. Гамкрелидзе предполагать или прямую структурную связь между этими системами, или однотипность их происхождения. С другой стороны, нельзя не отметить, что южные складки Талышской системы находятся на прямом продолжении Севанского оphiолитового шва и, возможно, структурно связаны с ним.

Севанская оphiолитовая зона*. К югу от Закавказской плиты

* Севанская и Вединская оphiолитовые зоны и разделяющие их массивы описаны М. Г. Ломизе.

располагается Севанская оphiолитовая зона. Она является одним из двух оphiолитовых швов Тавро-Анатолид, раздробляющих область докембрийской консолидации на ряд массивов. Офиолитовые прогибы развивались в течение раннеальпийского времени (поздний триас — юра), после их замыкания в позднем мелу остались узкие оphiолитовые швы. В дальнейшем вдоль этих швов заложились геосинклинальные прогибы с вулканогенным и флишевым заполнением (верхний сенон—эоцен), смятым затем в складки [32].

В пределах Севанской оphiолитовой зоны, изученной С. Д. Соколовым и А. Л. Книппером [33], выделяются осевая полоса, соответствующая глубинному оphiолитовому шву, реальность которого подтверждена геофизически [66], и крылья, где оphiолиты залегают аллохтонно в виде тектонических покровов и пластин, перемещенных на север и юг на расстояние до 18 км [37].

Мисхано-Зангезурский массив, расположенный южнее Севанской зоны, известен по выходам кристаллических пород докембрийского фундамента в Мисханском поднятии и пород палеозойского чехла в Аргичинском и Зангезурском поднятиях. К северо-востоку от Хуступ-Гиратахского разлома в пределах Кафано-Акединского блока появляется мощный вулканогенно-осадочный чехол мезозоя, смятый в складки. Западная часть массива намечена по данным бурения близ Ленинакана, а также по выходу гранитоидов в районе сел. Кагыzman.

Вединская оphiолитовая зона обнажена лишь на небольшом участке в верховьях р. Веди и на ее правобережье, однако ее погребенное продолжение намечается по скважинам у сел. Двин и в долине Аракса у сел. Маркара. Далее на запад она обнажается на территории Турции. Положение глубинного шва выявлено геофизическими методами [66]. Установлено, что большая часть оphiолитов залегает аллохтонно — они перемещены на юг не менее чем на 10—14 км. На юго-востоке последние признаки Вединской зоны отмечены в бассейне р. Джагрычай, где о наличии оphiолитов можно судить по гальке в конгломератах сенона.

Даралагезский массив вскрывается в Урцком, Даралагезском и Неграмском поднятиях, а также в небольшом выходе у Волчьих Ворот. Виден палеозойско-мезозойский чехол, нарушенный разрывами и германотипной складчатостью. Фундамент не обнажается.

Структурно-фацальные единицы Армянского нагорья обнажаются только фрагментарно. Они и их контакты перекрыты, во-первых, умеренно дислоцированными породами наложенных позднеальпийских прогибов и, во-вторых, молассами (Ленинаканский, Севанский, Ереванский, Средне-Араксинский и Нижне-Араксинский прогибы). Кроме того, в плиоцен-четвертичное время проявился наземный вулканизм, который контролировался разломами северо-западного и меридионального простираний [43], и значительная часть более древних образований погребена под мощными лавовыми покровами (Армянское вулканическое нагорье).

Соотношение плит и геосинклиналей. Большая часть территории Кавказа представлена структурами плит. Геосинклинальными зонами, т. е. зонами, сформировавшимися на утоненной континентальной или океанической коре, можно считать Флишевую и Сланцевую зоны южного склона, составляющие не более 30% общей площади мегантиклиниория Большого Кавказа. Эти зоны в значительной мере аллохтонны, и их современные корни представляют собой структуры типа швов. На Малом Кавказе к структурам геосинклинального типа могут быть отнесены только два офиолитовых шва — Севанский и Вединский и две наложенные геосинклиналии типа авлакогенов — Аджаро-Триалетская и Талышская складчатые системы. Естественно, что на геосинклинальном этапе до эпохи сжатия это соотношение было существенно иным.

Геосинклинальные зоны Кавказа не могут быть классифицированы в качестве типичных эв- или миогеосинклиналей. Флишевая и Сланцевая зоны Большого Кавказа напоминают миогеосинклиналии Альп, а вулканически активные зоны Малого Кавказа являются только швами, а не геосинклинальными системами. К геосинклинальным швам примыкают зоны промежуточного типа — края плит, временно вовлеченные в геосинклинальные прогибы. Это Чугуш-Дарьальская и Гагрско-Джавская зоны Большого Кавказа и Локско-Карабахская и Мисхано-Зангезурская Малого Кавказа. Складчатость в них, как правило, сравнительно проста и часто является следствием движений блоков по крупным разломам. Небольшую часть орогенных сооружений составляют вовлеченные в поднятие внутренние участки плит вроде Дзирульского массива и Лабино-Малкинской зоны.

Соотношение продольных и поперечных структур Кавказа. В доорогенной структуре Кавказа господствуют продольные простирания — продольные структурные единицы, разграниченные долгоживущими разломами. Эти разломы далеко не всегда параллельны друг другу, но в целом отвечают генеральному направлению складчатой системы. Все они являются структурами сжатия, сменившего растяжение, свойственное эпохам осадконакопления. В зонах, лишенных жесткого основания, широко развиты линейная складчатость и явления выжимания и надвигания.

Поперечные структуры на фоне продольных играют подчиненную роль. Среди них различаются два типа: долгоживущие, влияющие на ход осадконакопления, и молодые, соскладчатые или чаще послескладчатые, связанные с неравномерным поднятием орогена. Наиболее крупная поперечная зона — конседиментационное поднятие центрального сегмента Большого Кавказа, определившее фации верхней юры, мела и палеогена. Оно представляется в виде широкого поперечного вала, затрагивающего все продольные зоны, в том числе и геосинклинальные, и ограниченного на западе и востоке флексурами. Флексуры на протяжении мезозоя могли вырисовываться в виде крупных разрывных нарушений, в частности Цицинский поперечный разлом на Северо-Западном Кавказе. Большинство же поперечных структур Кавказа очень

молоды и относятся к неогеновому или даже к плиоцен-четвертичному этапу становления рельефа.

На Кавказе нет сквозных поперечных разрывов, фиксируемых геологическим картированием; они, как правило, не выходят за пределы одной тектонической зоны. Более крупные поперечные структуры представляют собой на дневной поверхности или пликативные формы типа флексур и валов, отвечающие ступеням рельефа, или зоны трещиноватости, отвечающие зонам современного растяжения. Так, вдоль малой оси мегантиклиниория Большого Кавказа протягивается субмеридиональная зона, проходящая через Минералноводский выступ, Эльбрус, Дзирульский массив, а на Малом Кавказе — Самсарский вулканический хребет, Алагез и Аарат. С нею смыкается диагональная зона, протягивающаяся от долины Куры ниже Ахалцихе до горы Казбек. К этим зонам приурочены все проявления молодого вулканизма на Большом Кавказе и значительная часть вулканических центров Малого Кавказа [43].

К хорошо выраженным поперечным структурам можно отнести также Анапское флексурное ограничение мегантиклиниория Большого Кавказа, Туапсинский параллельный изгиб нескольких надвигов и отвечающую ему значительную ступень рельефа, цепь брахискладок Мегрелии, западное ограничение Карталинской впадины, поперечное поднятие Дагестанского клина, Самурскую ступень и находящуюся на ее продолжении ступень — флексуру на склоне Малого Кавказа (Степанокерт). Диагональные по отношению к основному направлению системы структуры находят отражение в рисунке современного контура мегантиклиниория Большого Кавказа.

Характеристика фотоматериала

Главный использованный материал — это ПКС, снятые с ПКК «Союз-9». Негативы в центре имеют масштаб порядка 1 : 8 000 000; разрешающая способность — 50—100 м на местности. Хорошие фотографии получены только для двух пересечений Кавказа.

Серия снимков центрального пересечения охватывает обширную территорию от Восточного Понта на юго-западе до Дагестана на северо-востоке, Большой Кавказ, включая его большую часть (до меридиана Эльбруса на западе). На снимках почти отсутствует облачность; съемка проводилась в начале лета, поэтому снежный покров сокращен; вечернее освещение подчеркивает резкость эрозионного расчленения (рис. 3). К сожалению, небольшое перекрытие и сильное искажение масштаба по краям ПКС практически исключают возможность их изучения на стереоприборах.

Снимки восточного пересечения охватывают полосу северо-восточного направления, протягивающуюся от оз. Резайе до Юго-Восточного Кавказа (рис. 4). Фотографическое качество их не-

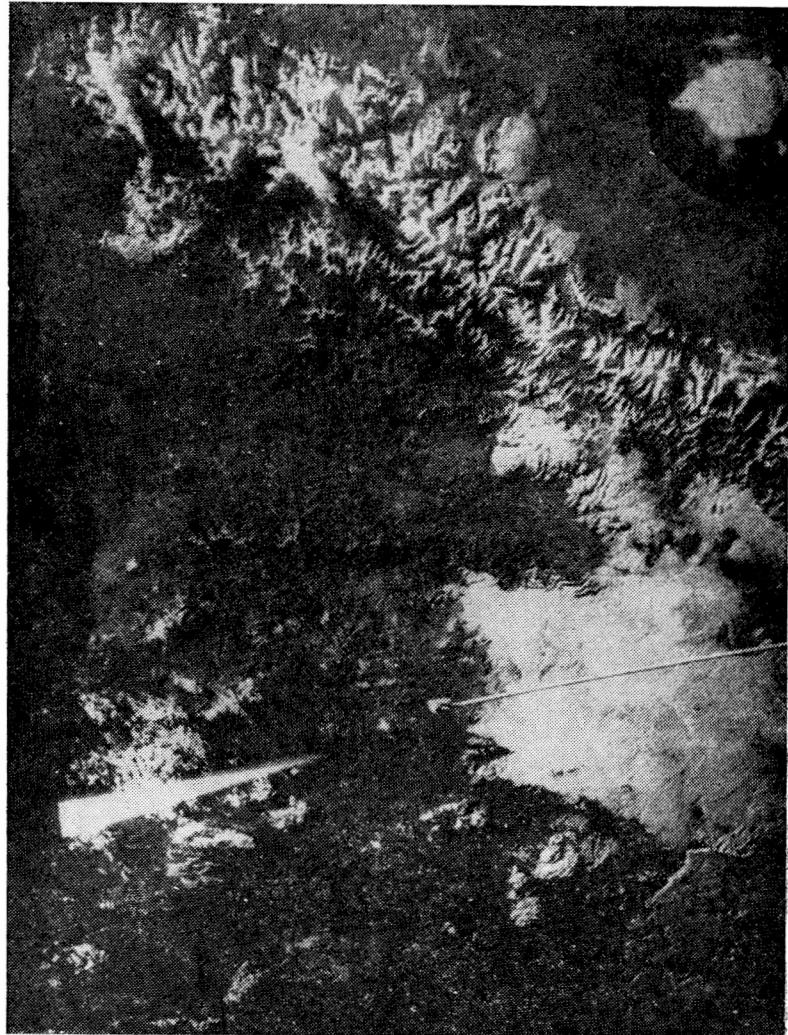


Рис. 3. Космический снимок центрального пересечения Кавказа с ПКК «Союз-9» (11 июня 1970 г., 17 час. 40 мин.; м-б 1 : 3 000 000)

сколько выше по сравнению с ПКС западной группы; кроме того, они обладают достаточным продольным перекрытием; высокогорные районы Большого и Малого Кавказа на них закрыты облаками.

ПКС с борта «Союза-9» неоднократно дешифрировались с различных позиций [8, 40, 52, 54, 58]. Более новый материал представляют многозональные ПКС, сделанные с ПКК «Союз-12» в конце



Рис. 4. Космический снимок восточного пересечения Кавказа с ПКК «Союз-9» (15 июня 1970 г., 15 час. 10 мин.; м-б 1 : 3 000 000) сентября 1973 г.* Снимки характеризуются хорошим фотографическим качеством (рис. 5). Они строго плановые и обладают 70%-ным продольным перекрытием. Маршрут съемки проходит в северо-восточном направлении от Тавра до Известнякового Дагестана, как раз между западной и восточной группами ПКС с «Со-

* В настоящем разделе даются результаты дешифрирования только снимков красной зоны — в целях выяснения их общей геологической информативности; анализ же всего набора спектрально-дифференцированных изображений проводится ниже

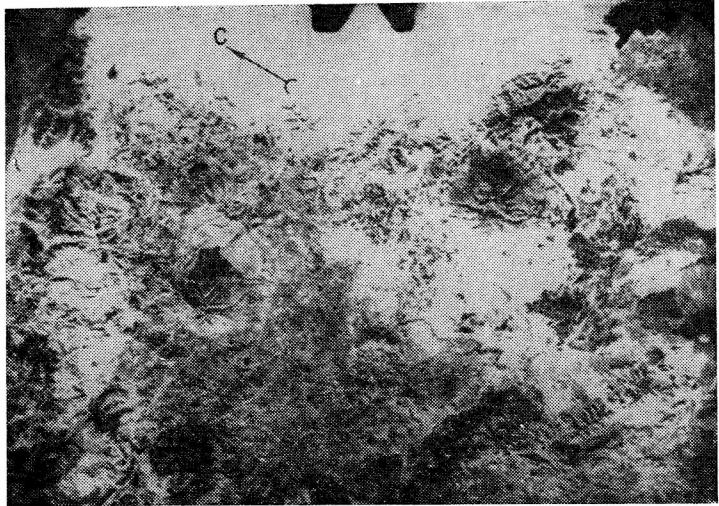


Рис. 5. Космический снимок Армянского нагорья с ПКК «Союз-12» (23 сентября 1973 г., 15 час. 30 мин.; м-б 1 : 2 000 000)

юза-9». Метеоусловия оказались не везде благоприятными: облачность закрывает большие пространства между осевой частью Главного Кавказского хребта и оз. Севан. Свободны от облаков Армянское нагорье и Дагестан.

Для выяснения характера генерализации объектов при уменьшении масштаба использовались ТКС с метеорологических спутников «Космос» и «Метеор». Для некоторых районов, не сфотографированных с ПКК или сфотографированных в плохую погоду (Малый Кавказ, западная часть Большого), ТКС служили единственным источником информации.

Центральное пересечение Кавказа

Снимки центрального пересечения Кавказа обладают тем преимуществом, что они позволяют одновременно увидеть почти все продольные зоны Кавказа от Лабино-Малкинской моноклинали до Армянского вулканического нагорья (см. рис. 3, рис. 6). Качественная информативность их в отношении рельефа, по данным Н. А. Брусничкиной [8], позволяет проводить довольно подробное геоморфологическое районирование, хотя некоторые постепенные геоморфологические границы, особенно в области предгорий, расплывчаты из-за неблагоприятных условий освещения. Так, северный борт Рионской впадины на схемах дешифрирования проводят по-разному, поскольку между расчлененным горным рельефом и равниной здесь располагается слабо всходимленная предгорная ступень, имеющая почти одинаковый фототон с равниной, но отличающаяся тонким горизонтальным расчленением. В целом

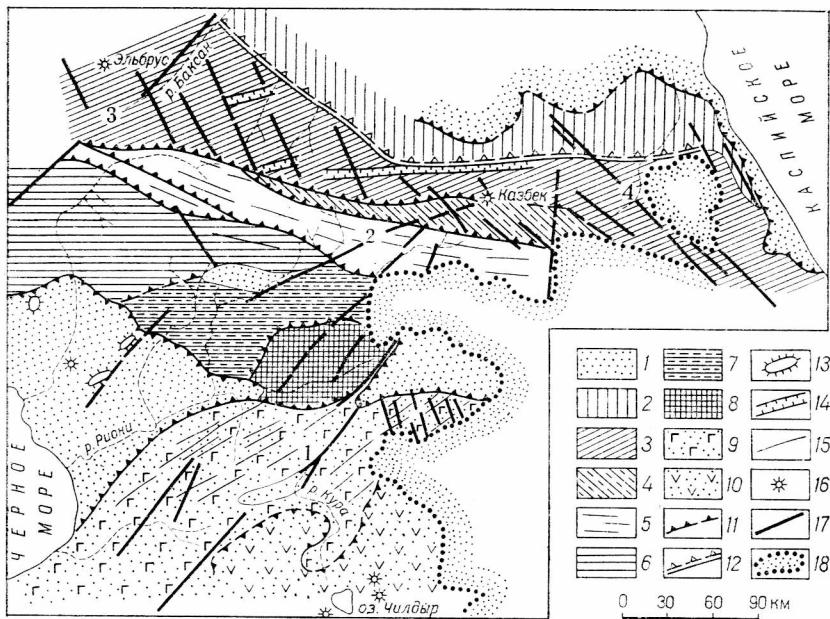


Рис. 6. Схема структурно-формационного районирования Кавказа, составленная по КС.

1 — предгорные и межгорные прогибы, сложенные неоген-четвертичными молассами; 2 — Северо-Кавказская моноклиналь, известняки и другие осадочные породы верхней юры — палеогена; 3 — Чугуш-Дарьяльская зона, граниты, гнейсы, на востоке — глинистые сланцы нижней — средней юры; 4 — Сланцевая зона, глинистые сланцы нижней — средней юры; 5 — Флишевая зона, терригенно-карбонатный флиш верхней юры, мела и палеогена; 6 — Гагрско-Джавская зона, аргиллиты нижней юры, порфириты байоса; 7 — Окриская зона, порфириты байоса, известняки и песчаники верхней юры — палеогена; 8 — Дзириульский массив, граниты, гнейсы палеозоя, порфириты байоса, горизонтальносложящий чехол мела и неогена; 9 — Аджаро-Триалетская складчатая система, вулканические породы эоценда; 10 — вулканическое плато Ахалкалаки, лавы неогена — четвертичного периода; 11 — текtonические границы зон и подзон; 12 — куэста Скалистого хребта; 13 — антиклинальные структуры в прогибах; 14 — литолого-тектонические депрессии; 15 — линии простирианий; 16 — вулканические конусы; 17 — линеаменты (1 — Боржомский, 2 — Рион-Казбекский, 3 — Баксано-Ингурский, 4 — Джурмут-Аргунский); 18 — границы облачности

рисунок гидросети дешифрируется хорошо и иногда подробнее, чем на топографических картах масштаба 1 : 2 500 000 и 1 : 1 000 000, что позволяет надежно трассировать слабо выраженные в рельефе простириания пород и линеаментов. Так как освещение в момент съемки было западным, лучше всего видны линейные формы меридионального и север-северо-западного простирианий, отбрасывающие наиболее резкие тени. Долины же широтной и восток-северо-восточной ориентировки, например рек Ингури, Баксан, Риони, дешифрируются хуже, лишь в высокогорной части Кавказа форма их, часто прямолинейная, подчеркивается подошвой снегового покрова.

Сильная залесенность, снежный покров, а также неравномерная освещенность его в момент съемки исключают возможность использования фототона для диагностики геологических

формаций; литологический состав их выражен только в рельефе. Прежде всего различаются массивные известняки верхней юры, образующие хорошо заметную куэсту Скалистого хребта, и рыхлые глинистые толщи: сланцы лейаса — доггера и флиш верхней юры — мела, которым соответствуют относительно пониженные участки. При этом флишевая формация, содержащая ряд крепких песчанистых или карбонатных пачек, отличается более тонким линейным рисунком гидросети. Кристаллические породы герцинского ядра Большого Кавказа, закрытые снежным покровом, никак не расчленяются; в целом для них характерен полигональный рисунок эрозионного расчленения, соответствующий нескольким направлениям разрывов и трещиноватости.

Условия залегания пород видны только на отдельных, сравнительно хорошо обнаженных площадях. Полная складчатость геосинклинального типа нагляднее всего выражена в Аджаро-Триалетской зоне по тонкой, не связанной с рельефом полосчатости. Несколько хуже в связи с большой контрастностью рельефа и сильной залесенностью видна тонкая полосчатость флиша южного склона Большого Кавказа. Последовательное прослеживание белых скальных обрывов позволяет оконтуривать антиклинальные и синклинальные складки коробчатого типа. В пределах рассматриваемой серии снимков у северного борта Рионской впадины просматриваются небольшие брахиантиклинали Мегрелии, имеющие прямое отражение в рельефе в виде цепочки увалов. Пологое моноклинальное залегание пород хорошо видно в Скалистом хребте на северном склоне Кавказа; пересекающие его транзитные долины рек образуют типичные пластовые треугольники. Наконец, субгоризонтальное залегание дочетвертичных пород в какой-то мере угадывается в пределах Дзиурульского массива и Армянского вулканического нагорья, характеризующихся плоскими водоразделами и неглубокими, но крутыми речными долинами, прорезающими крепкие вулканические породы.

Хорошая выраженность в рельефе литологического состава и условий залегания геологических формаций позволяет увидеть на ПКС почти все структурно-фациальные зоны центрального пересечения Кавказа (см. рис. 6).

Чугуш-Дарьальская зона, в сложении которой основную роль играют выступы кристаллического фундамента, представлена на снимках участком Главного хребта и его северного склона и характеризуется грубым полигональным рисунком эрозионного расчленения, подчеркнутым снежным покровом на водоразделах. Грабен-синклинали, сложенные юрскими сланцами, видны как системы продольных долин, из которых отчетливее всего заметна депрессия, протягивающаяся из истоков Черека в истоки Уруха и затем к подножию Скалистого хребта в бассейнах рек Ардон и Тerek. Хорошо видна подошва послескладчатого этажа — подножие Скалистого хребта и его отчетливый изгиб в междуречье Ардона и Уруха. Резкая угловатость этого изгиба оказалась неожи-

данной, так как на всех мелкомасштабных картах он рисуется округлым.

Флишевая (Местиа-Тианетская) и Сланцевая (Казбек-Лагодехская) зоны в целом представлены понижениями с хорошо выраженной линейностью крупных форм рельефа (особенно Флишевая зона) и со сравнительно тонким рисунком расчленения, попеченым к основным простирациям.

Гагрско-Джавская зона, в сложении которой принимают участие порфириты байоса, как и Чугуш-Дарьальская, характеризуется массивными формами рельефа с более слабо выраженной линейностью, отвечающей простиранию крупных продольных складок. Южное ограничение зоны выражено понижением рельефа на месте Лечхумской синклинали, а западное — бортом Рионской впадины.

Хорошо видно, что Окрибская зона, являющаяся общепризнанным элементом Закавказской плиты, в неотектоническом отношении принадлежит к поднятию Большого Кавказа. Совсем иначе, в виде плоского плато с редкой гидросетью, представлен Дзиурульский массив. Внутреннее строение слагающих его кристаллических пород и мезозойского чехла, а также их граница на КС совершенно не читаются. Хорошо дешифрируются детали строения Аджаро-Триалетской зоны, и прежде всего характерная для нее тонкая полосчатость, отвечающая господствующим простирациям пластов. Развитые здесь вулканические породы палеогена представлены чередованием пачек различной прочности, и это находит отражение в мезорельефе.

Межзональные РН, разделяющие зоны и представленные надвигами или взбросами, имеют лишь геоморфологическое выражение. Так, линией выражен надвиг, служащий северным бортом Флишевой зоны (верховья Терека); прямолинейное ограничение имеет юрская депрессия в районе Уруха. Но других дешифровочных признаков разломов кроме прямизны и межзонального расположения установить не удается. Некоторые швы (Главный Кавказский надвиг, южный надвиг Флишевой зоны, Рача-Лечхумская шовная зона и др.) не выражены ложбинами, хотя кое-где читаются по смене рисунка гидросети или другим признакам. Большинство продольных тектонических контактов, главным образом внутризональных, вообще не дешифрируется, несмотря на значительные протяженность и амплитуду.

Детальность изображения рельефа определяет высокую информативность ПКС в отношении неотектоники (рис. 7): на них опознаются почти все крупные неотектонические единицы, выделяющиеся на мелкомасштабных схемах районирования, в том числе слабо выраженные на местности складчатые зоны в межгорных впадинах.

Поднятие Центрального Кавказа, представленное на ПКС своей восточной частью, дешифрируется в виде простого, резко асимметричного свода с пологим северо-восточным и крутым юго-западным крыльями. Флексурный перегиб, ограничивающий с севе-

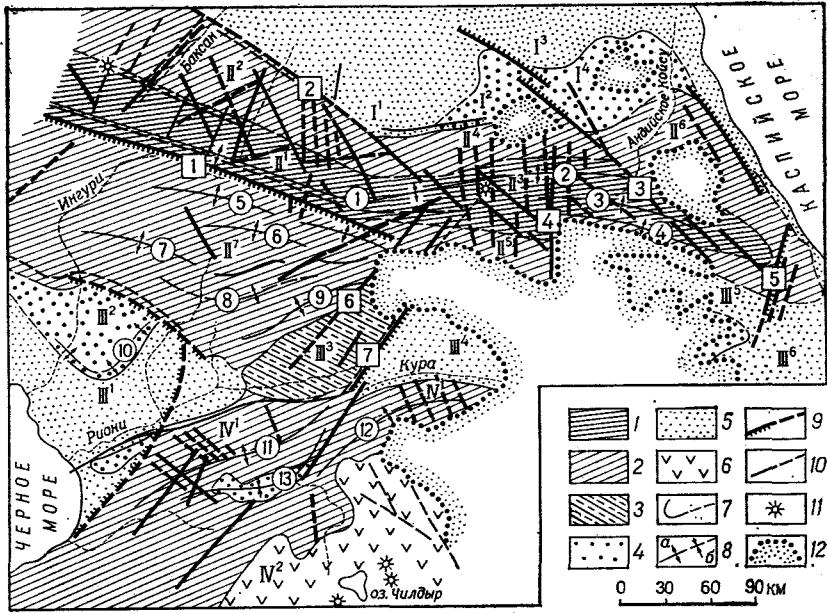


Рис. 7. Схема неотектонического районирования Кавказа, составленная по КС.
 1—2 — сводово-глыбовые орогенные сооружения (мегайтиклиниории): 1 — осевые части поднятий I порядка, 2 — крылья поднятий I порядка и поднятия II порядка; 3—5 — межгорные впадины (мегасинклиниории); 3 — крупные поднятия внутри впадин, 4 — бортовые участки впадин, вовлеченные в складчатость и слабое воздымание, 5 — осевые части впадин; 6 — области проявления орогенного вулканизма; 7 — границы неотектонических областей; 8 — мегаскладки: а — антиклинали, б — синклинали; 9 — линеаменты, отдешифрованные на КС (цифры в квадратиках, штрихи направлены в сторону опущенных крыльев): 1 — на Риони (Главного надвига), 2 — линеамент Скалистого хребта, 3 — Джурумут-Аргунский, 4 — Асса-Арагвинский, 5 — Самурский, 6 — Рион-Казбекский, 7 — Боржомский; 10 — новейшие разломы по наземным данным; 11 — вулканы; 12 — границы облачности. Неотектонические области: I — зона Предкавказских краевых прогибов; I¹ — Осетинская впадина, I² — Датых-Назрановская структурная седловина, I³ — Чеченская впадина; II — мегатитклиниорий Большого Кавказа; II¹ — поднятие Центрального Кавказа (осевая часть), II² — поднятие Центрального Кавказа (северное крыло), II³ — поднятие Восточного Кавказа поднятие Центрального Кавказа (северное крыло), II⁴ — южное крыло (осевая часть), II⁵ — поднятие Восточного Кавказа (северное крыло), II⁶ — Абхазо-Сванетская ступень; III — Закавказская межгорная зона; III¹ — осевая часть Рионской впадины, III² — Абхазо-Мегрельская складчатая зона, III³ — поперечное поднятие Дзирилского массива, III⁴ — Карталинская впадина; IV — мегатитклиниорий Малого Кавказа; IV¹ — Аджаро-Триалетский антиклиниорий, IV² — IV³ — Аргунская вулканическая область. Новейшие мегаскладки (цифры в кружках): 1 — осевое поднятие Центрального Кавказа, 2 — поднятие Бокового хребта Восточного Кавказа, 3 — Самуро-Бежетинский прогиб, 4 — поднятие Главного хребта Восточного Кавказа, 5 — Верхне-Сванетское поднятие, 6 — Нижне-Сванетское поднятие, 7 — Мегрельское поднятие, 8 — Сачкерское поднятие, 9 — Окрисская антиклинальная зона, 10 — Ургинская антиклинальная зона, 11 — Аджаро-Имеретинское поднятие, 12 — Триалетское поднятие, 13 — Ахалцихско-Боржомская депрессия

ра осевую часть поднятия и наследующий Дудугуш-Тырныаузскую шовную зону, в рельефе никак не выражен, и все северное крыло представлено широкой наклонной поверхностью. Значительно четче, в виде линеамента, прослеживается граница свода с расположенной южнее Абхазо-Сванетской ступенью, геологически примерно соответствующая линии Главного надвига между Чугуш-Дарьальской и Флишевой зонами. Неотектоническая природа этого уступа, обусловленного отчасти и разной денудацион-

ной стойкостью кристаллических пород и флиша, доказывается как геоморфологическими данными, так и тем, что его восточно-кавказское продолжение полностью находится внутри однообразной сланцевой толщи лейаса — доггера [43].

Поднятие Центрального Кавказа расчленено сетью глубоких долин, четко прямолинейных в плане. Помимо рек северо-восточного простирания, ориентированных вдоль максимального наклона крыльев поднятия, наблюдаются и два диагональных направления: субширотное и север-северо-западное. Первое из них соответствует приразломным тектоническим депрессиям, сложенным легкоразмывающимися сланцами нижней — средней юры, а второе на поверхности не выражено и, вероятно, отвечает зонам трещиноватости в кристаллических породах палеозоя. Новейшие разломы, соответствующие линеаментам двух последних направлений, не установлены.

Некоторые из долин северо-восточного направления (соответствующие отрезки Малки, Баксана и Черека Безенгийского) приурочены к поперечным РН и зонам трещиноватости.

Южнее срединной зоны поднятия Центрального Кавказа располагается обширная Абхазо-Сванетская неотектоническая ступень, геологически соответствующая Флишевой, Гагрско-Джавской и Окрибской зонам. Здесь резко увеличивается продольное расчленение, при этом крупнейшие продольные хребты (Сванетский, Эгрийский, Лечхумский), несмотря на то, что их современное орографическое оформление в значительной мере обусловлено прочностью слагающих пород, отвечают новейшим поднятиям. Молассы, выполняющие Рача-Лечхумский прогиб, на КС не отличаются от отложений мезозоя и поэтому существование прогиба можно предполагать только по значительному расширению долины р. Риони. Судя по системе находящихся на продолжении прогиба выровненных поверхностей, он изгибается к северо-западу и, возможно, по РН упирается в поднятие Эгрийского хребта.

В восточном направлении неотектонические зоны сужаются и переходят в сложно построенную область поднятия Восточного Кавказа; параллельно происходит увеличение крутизны крыльев свода, хорошо заметное по пластовым фигурам моноклинали Скалистого хребта. На ПКС различаются только крупнейшие неотектонические структуры, прямо выраженные в рельефе (мегантиклинали Бокового и Главного хребтов, Самур-Бежетинская мегасинклиналь, Дагестанская ступень).

По сравнению с Центральным Кавказом Восточно-Кавказский сегмент отличается большей дробностью горизонтального расчленения, что в первую очередь обусловлено широким распространением рыхлых толщ: сланцевой и флишевой формаций мезозоя. Преобладают прямые долины север-северо-восточной ориентировки, часто каньонообразные. В ряде мест (особенно на участках пережимов Кавказа — Казбекского и Шахдагского) они, судя по протяженности линеаментов, обусловлены разрывами или зонами

трещиноватости*. Отдельные поперечные структуры на Восточном Кавказе уже обнаружены — это Самурский и Западно-Каспийский разломы [71] и несколько небольших новейших РН к северу от Казбека [43], однако в целом изученность структур этого направления недостаточная.

Особый интерес представляют линеаменты диагональных направлений (северо-западного и северо-восточного); отрезки долин из-за большей прерывистости и меньшей глубины вреза теряются на топографических картах, но хорошо видны на ПКС. Поскольку ориентировка этих линеаментов не зависит от литологии и направлений максимального стока, более обоснованной представляется и связь их с зонами разломов и трещиноватости, хотя крупные РН этих простираций на Восточном Кавказе почти неизвестны.

Наиболее распространены линеаменты северо-западного — северо-северо-западного простириания, крупнейший из которых — Аргун-Джурмутский — пересекает Кавказ от верховьев р. Джурмут до среднего течения р. Сунжа. В юго-восточной части его обнаружены небольшие РН и зоны трещиноватости, параллельные руслу р. Джурмут, а на северо-западе ему соответствует крутое прямолинейное крыло послепонтической Чижигинской антиклинали, сложенное выступающими в рельфе верхнеюрскими известняками. Еще севернее линеамент кулисно представляется параллельным ему прямым уступом, срезающим с востока Датык-Назрановскую диагональную перемычку предгорного прогиба. Все это заставляет предполагать молодой возраст системы РН, соответствующей рассматриваемому линеаменту.

К востоку и западу от Аргун-Джурмутского выделяется еще несколько линеаментов того же простириания. Один из них располагается на продолжении северо-западного прямолинейного отрезка Скалистого хребта. В северной части, в районе пос. Мизур, этот линеамент косо пересекает субширотную Садено-Унальскую антиклиналь, где отражением его, по-видимому, является северо-западный отрезок Мизуро-Холстинского правого сдвига [54].

Линеаменты северо-восточного направления сосредоточены главным образом в Казбекском районе Восточного Кавказа. Одна из зона (Рион-Казбекская) протяженностью около 100 км пересекает в северо-восточном направлении весь Кавказ от прямолинейного отрезка р. Риони в осевой части Рача-Лечхумской депрессии до сел. Верхний Ларс на Тереке. В последнем районе данный линеамент совпадает с Адайком-Казбекским разрывом, который, судя по его взаимоотношениям с молодыми интрузиями, был обновлен в четвертичное время.

Другая группа линий северо-восточной ориентировки, расположенная в истоках рек Дзирула и Квирила, сопоставляется с РН, рассекающими северную часть Дзирульского массива на отдельные ромбовидные блоки и иногда сопровождающимися левобоково-

выми смещениями геологических границ [54]. На продолжении этих линеаментов на северном склоне располагаются прямолинейная долина р. Зруг и система крупных диагональных сколов, выявленных Г. П. Ольховским и П. А. Полквым в Нар-Пуриатском районе СО АССР при анализе крупномасштабных аэроснимков. Полевое обследование, предпринятое Л. М. Расцветаевым и Л. А. Гончаровой, некоторых разрывов позволяет считать их левыми сдвигами и сбросо-сдвигами.

Закавказское междугорье на рассматриваемых КС представлено Рионской и Карталинской впадинами и разделяющим их поперечным поднятием Дзирульского массива.

Внутри Рионской впадины по характеру фотоизображения выделяются ее осевая часть (темно-серый фототон, гладкая, слегка пятнистая текстура) и вовлеченные в складчатость краевые ступени — Абхазо-Мегрельская и Гурийская (темно-серый фототон, но более ориентированный параллельно-струйчатый рисунок густой эрозионной сети). Локальные складки выглядят более темными овалами; по их расположению угадываются дугообразный изгиб в плане Уртинской антиклинальной зоны и кулисность ее строения.

Ткварчельская флексура, ограничивающая Рионскую впадину от Абхазо-Сванетской ступени южного склона Кавказа, дешифрируется в качестве резкого уступа, косо секущего линии простирианий в Гагрско-Джавской зоне. На юго-восточном продолжении флексуры находится дугообразная линия неясной природы, пересекающая поперек Рионскую впадину и плавно переходящая во флексуру ее южного борта. Эта граница, не изображенная на неотектонических картах [43], возможно, отвечает молодому поздне-четвертичному РН: к востоку от нее резко увеличивается горизонти овалами; по их расположению угадываются дугообразный из-КС. Некоторое сгущение эрозионной сети заметно и на среднемасштабных топографических картах.

Карталинская впадина по особенностям фотоизображения сходна с Рионской. В южной ее части дешифрируется несколько выраженных в рельфе антиклиналей, находящихся на продолжении структур Аджаро-Триалетской зоны, но отделенных от последней уступом южного борта впадины. Резкий уступ северо-восточного простириания, соответствующий в новейшей структуре моноклинали молассовых отложений, отделяет Карталинскую впадину от поперечного поднятия Дзирульского массива. В этом же направлении простираются северо-западный борт массива (подножие Окрибского хребта) и две крупные долины в его пределах (реки Дзирула и Квирила). Поскольку здесь преобладают полого залегающие массивные породы, эти направления можно рассматривать как систему тектонических линеаментов. Само поперечное поднятие дешифрируется в виде плоской седловины, окаймленной слегка изогнутыми Сурамской и Окрибской мегантиклиналями.

* Описание линеаментов Центрального и Восточного Кавказа составлено с участием Л. М. Расцветаева.

В пределах Аджаро-Триалетской зоны поднятий по снимкам распознаются две составляющие ее кулисные мегантиклинали, соответствующие Аджаро-Имеретинскому и Триалетскому хребтам. Антиклинальная природа их угадывается только благодаря широкой выровненной поверхности между ними—Ахалцихской впадине, находящейся на продолжении юго-западного «залива» Карталинской депрессии. Находящаяся между ними Боржомская седловина прорезается антecedентным участком р. Куры, продолжающим прямолинейный уступ на востоке Дзиурульского массива. Гораздо хуже видна восточная (широтная) ветвь Ахалцихской впадины; она отделена перемычкой, глубже расчленена и более приподнята по сравнению с Боржомской депрессией, что соответствует и известным данным [42]. Слоны хребтов Аджаро-Триалетской зоны расчленены частными поперечными долинами, иногда выстраивающимися в линеаменты; в восточной части орогена преобладает меридиональная их ориентировка, в западной—северо-западная. Особняком находятся несколько небольших линеаментов северо-восточного простириания, а также линия, пересекающая Аджарский хребет в районе сел. Бахморо (правый приток р. Аджаро на южном склоне и небольшой ручей бассейна р. Супса на северном склоне), отражающая известный геологический разрыв.

Итак, результаты дешифрирования КС центрального пересечения Кавказа показывают распределение выраженных в рельефе тектонических линеаментов, особенно диагональных, плохо читающихся на топографических картах. Как показывает предварительное геологическое изучение линеаментов на местности, они соответствуют довольно разнообразным геологическим образованиям: разрывам, зонам трещиноватости, флексурам, границам тектонических и неотектонических зон. Общие особенности линеаментов—это прямолинейность формы, последовательное расположение вдоль сравнительно узких зон и закономерная ориентировка относительно простириания структур Кавказа. Большинство крупнейших линеаментов (линеаментных зон) выражены в новейшей структуре: они продолжаются в молассовые впадины или соответствуют установленным по геоморфологическим данным молодым разрывам и флексурам в горной области.

На ПКС выделяются две системы линеаментов, пересекающих в Казбекском районе Кавказа [54]. Первая протягивается в северо-восточном направлении от Аджаро-Имеретинского хребта до северного склона Восточного Кавказа (Аджаро-Осетинская линеаментная зона), в первом приближении соответствует ныне активному Казбек-Цхинвальскому глубинному разлому [42]. Вторая группа линеаментов северо-западной—север-северо-западной ориентировки более широко распространена на Восточном Кавказе. Можно выделить две зоны их концентрации: первая, включающая Аргун-Джурмутский линеамент, входит в Главную систему линеаментов Восточного Кавказа [40], а вторая включает диагональный отрезок Скалистого хребта и находящиеся на его продолже-

нии мелкие линеаменты. Реже распространены линеаменты субширотной и запад-северо-западной ориентировки; намечается нечеткая зона меридиональных линеаментов, соответствующая Транскавказскому поперечному поднятию.

Восточное пересечение Кавказа

Изучавшиеся ПКС охватывают область крайнего юго-восточного погружения Большого Кавказа, Апшеронский полуостров и Нижне-Куринскую впадину (см. рис. 4 и рис. 8). Эта территория отличается от более западных сегментов Большого Кавказа общим погружением структурных зон, умеренной мощностью обнаженной части осадочного комплекса (7—8 км), представленной флишевыми осадками мела, глинистыми молассоидными образованиями палеогена—миоцен и верхними молассами плиоцена—антропогена. Напряженная линейная складчатость общекавказского простириания сохраняется только на восточном окончании Дибрарской флишевой подзоны. В основной же части района, известной под названием Апшероно-Кобыстанской периклинальной области [45], господствуют брахиморфные структуры, часто гребневидные в поперечном сечении и осложненные проявлениями глиняного диапирозма. Обычную для Большого Кавказа субширотную, или запад-северо-западную, ориентировку имеют здесь только отдельные складки, большая же их часть простирается в меридиональном, или север-северо-западном, направлении.

Литолого-стратиграфическое дешифрирование. На ПКС различаются только наиболее крупные осадочные формации дочетвертичного возраста, что не дает еще достаточного материала для построения фотогеологической карты. Снимки сделаны при довольно большой высоте Солнца ($h\odot=40-45^\circ$), и на них хорошо видны тоновые различия стратиграфических комплексов.

Карбонатно-флишевая формация верхнего мела на открытых участках отличается от перекрывающих отложений палеогена более светлым фототоном и более дробной стратифицированностью. Особенно хорошо заметна светлая мергельно-известняковая пачка сантонса, подстилающаяся более темными серыми образованиями сеноман-коньянского возраста. На фототон участков выхода мела в северо-западной (горной) части района в значительной мере влияет приуроченный к ним растительный покров. Геоморфологическое выражение меловых пород довольно разнообразно: по соседству с глинистым палеогеном они образуют бронированные хребты— антиклинали, в области же развития одних верхнемеловых пород для них характерен грядовый рельеф.

Молассоидная глинистая толща палеогена—миоцена, имеющая серый фототон и в целом более темная по сравнению с верхним мелом, на снимках почти не расчленяется из-за однообразного состава. Иногда может быть выделена лишь верхняя ее часть средне-верхнемиоценового возраста (диатомовая

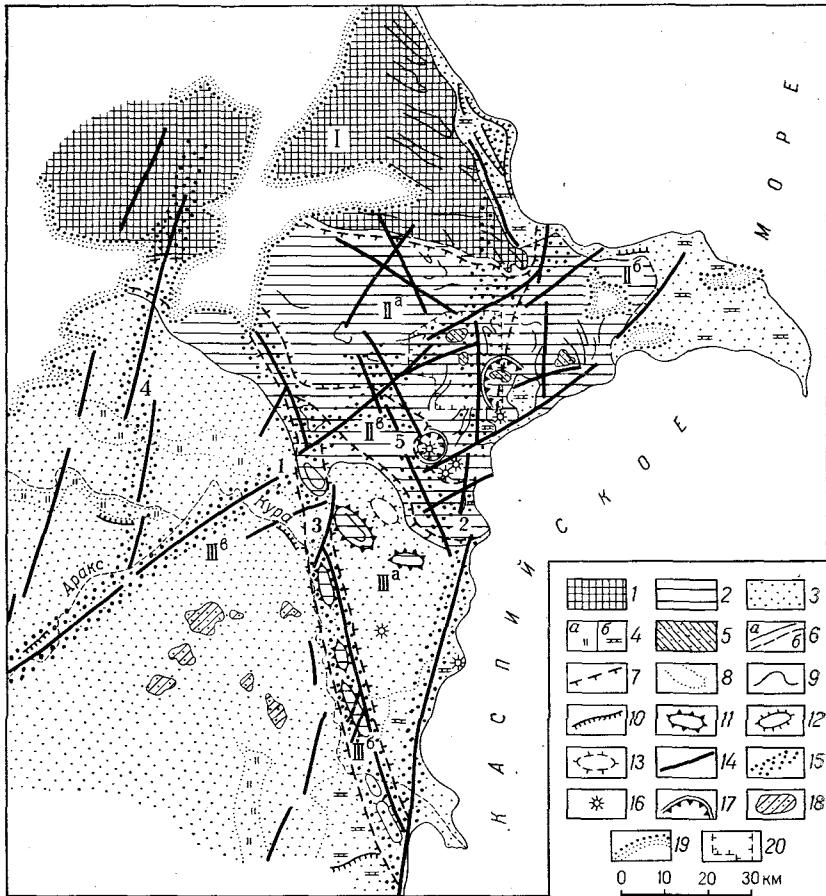


Рис. 8. Схема геологического дешифрирования КС Юго-Восточного Кавказа.
1 — преимущественно меловые образования; 2 — палеоген и неоген нерасчлененные; 3—5 — четвертичные образования; 3 — аллювиальные и делювиально-пролювиальные нерасчлененные, 4^a — старичные, 4^b — морские, 5 — среднечетвертичные континентальные образования; 6 — границы разновозрастных комплексов отложений: а — дешифрирующиеся на КС, б — перенесенные с геологических карт; 7 — границы тектонических зон; 8 — фациальные границы четвертичных отложений; 9 — линии простираний; 10 — бровки террас, 11 — известные антиклинали, выраженные в рельфе; 12 — известные антиклинали, не выраженные в рельфе, но дешифрирующиеся по фототону; 13 — предполагаемые антиклинали; 14—15 — линеаменты разных порядков; 16 — грязевые вулканы; 17 — кольцевые структуры; 18 — фотоаномалии неясной природы; 19 — граница облачности, 20 — участок, изображенный на рис. 9. Тектонические зоны: I — юго-восточная часть мегантиклиниория Большого Кавказа (Коддагская ступень); II — Апшеро-Кобыстанская периклинальная складчатая область: II^a — Шемахино-Кобыстанский синклиниорий, II^b — Апшеронская складчатая область, II^c — Ленгебиз-Алятский антиклиниорий, III — Нижне-Куринская межгорная впадина: III^a — Навагинская синклинальная зона, III^b — Харамино-Сальянская антиклинальная зона, III^c — Нижне-Куринская синклинальная зона. Линеаменты: 1 — Сумгант-Араксинский, 2 — Советабад-Яшминский, 3 — Ленгебиз-Сальянский, 4 — Моллакенд-Ахсунинский, 5 — Алятский

свита); присутствующие в ее составе горизонты крепких доломитов образуют бронированные платообразные возвышенности в ядрах крупных синклиналей. Полям выхода глин палеогена — нижнего миоцена соответствуют понижения рельефа, занятые сильно разветвленными речными долинами.

Молассовые отложения плиоцена, представленные довольно разнообразным и изменчивым набором пород — от конгломератов до глин и известняков, — имеют наиболее непостоянный характер фотоизображения. Континентальные осадки продуктивной толщи нижнего плиоцена, представленные мощной (до 2 км) толщей частого чередования глин, алевролитов и песков палевого и красноватого цвета, в обнаженных участках Кобыстана и Апшеронского полуострова выделяются однообразным светлым фототоном; в рельфе им соответствуют невысокие уплощенные водоразделы с крутыми склонами речных долин и густой дендритовой овражной сетью. Западнее, где в разрезе толщи преобладают прослои крепких песчаников, она образует высокие хребты, расчлененные глубоко врезанными поперечными долинами. Морские песчано-глинистые отложения верхнего плиоцена (акчагыльский и апшеронский ярусы) в центральной части Кобыстана не отличимы от продуктивной толщи. На Апшеронском полуострове в разрезе среднего апшерона появляются прослои крепких известняков, образующих в рельфе гребни светлой окраски. В северо-западной части территории (Сюндинское плато) мощные пачки известняков имеются и в составе панта, образуя высокие водораздельные плато, слабо расчлененные гидросетью.

В местах, где водоносные пачки известняков или конгломератов плиоцена в рельфе образуют борны, они имеют очень плотный фототон, обусловленный густой травянистой и кустарниковой растительностью.

Рассматриваемые снимки позволяют детально изучить строение четвертичных отложений*, образующих широкие поля в прибрежной полосе и Куринской впадине.

Морские образования узнаются по расположенным параллельно берегу линиям террасовых уступов и береговых валов, а также по более светлой окраске (сравнительно только с дочетвертичными образованиями). На мысе Кильязинская коса к северу от г. Сумгита, где морские осадки лучше всего представлены, в их составе выделяются два комплекса: новокаспийский (темная полоска, огибающая мыс) и позднеказарско-хвалынский, отделенный крутым абразионным уступом от мел-палеогеновых отложений. Внутри последнего комплекса отмечаются три протяженных террасовых уступа, коррелирующих с фазами отступания Каспийского моря. Более древние бакинско-нижнеказарские отложения, распространенные фрагментарно в горной области на более высоких гипсометрических уровнях, на ПКС не различаются. В остальной части побережья хорошо отделяется только по-

* Раздел написан с использованием данных Т. П. Ивановой.

лоса современных отложений; более древние комплексы либо сливаются по характеру фотоизображения с континентальными позднечетвертичными осадками, либо образуют полосы незначительной ширины на крыльях растущих поднятий.

Четвертичные отложения аллювиального, озерно-аллювиального и пролювиального генезиса наиболее широко представлены в Кура-Араксинской низменности, где в их составе выделяются два разновозрастных комплекса: голоценовый и голоцен-верхнеплейстоценовый. Голоценовые отложения, развитые в прирусовых частях долин, образуют хорошо дешифрирующиеся на снимках площадки пойм (темный фототон) и светлые полосы руслового аллювия. Первая надпойменная терраса по характеру фотоизображения сливается с поверхностью нерасчлененных голоцен-верхнеплейстоценовых образований и выделить ее можно только по изредка заметным тыловым швам.

Наиболее плотный фототон имеют озерно-аллювиальные отложения стариц, вытянутых параллельно современному руслу Куры. Вдоль них иногда прослеживаются тонкие извилистые линии светлого фототона, соответствующие древним руслам. Прослеживание крупных стариц позволяет непосредственно по ПКС восстановить направление древнего русла Куры, которая в начале голоцена была более изогнутой в плане и впадала в Каспийское море в районе п-ова Сара (значительно южнее, чем теперь). Прямолинейный участок русла после его коленчатого изгиба в низовьях долины, таким образом, наиболее молодой, и образование его следует связывать с перехватом рекой антecedентных оврагов, прорезающих Харамино-Сальянскую антиклинальную зону. Несмотря на то что эти соотношения уже были описаны Н. Ш. Шириновым (1968 г.) и сами старицы видны на топографических картах, анализ КС позволяет значительно лучше проследить на местности все эти интересные особенности строения долины.

Полигенный верхнеплейстоцен-голоценовый комплекс расчленяется с трудом. Входящие в его состав аллювиальные отложения, занимающие всю центральную часть Кура-Араксинской низменности, имеют довольно темный фототон из-за сильной обводненности и наличия густого растительного покрова. Очень характерен для них мелкопятнистый рисунок, образованный серповидными дугами древних меандров, озерными западинами и культурными насаждениями. Тонкобломочные делювиально-пролювиальные отложения, развитые на подгорных равнинах, имеют более однородный светлый фототон (за исключением темных конусов выноса); они дробно расчленены многочисленными параллельными оврагами, глубина которых увеличивается в сторону гор. Примером строения конуса выноса и сухих дельт может служить дельта р. Болгарчай. В плане она имеет форму правильного темного полукруга, диаметр которого приурочен к прямолинейному уступу, отделяющему предгорья Талыша от подгорной равнины и трассирующемуся на большое расстояние в виде протяженного линеамента. Внутренняя текстура дельты складывается из веерообраз-

но-струйчатого рисунка протоков и прямоугольной разметки сельскохозяйственных посадок.

В горной части рассматриваемой территории четвертичные отложения развиты фрагментарно и поэтому плохо дешифруются. В пределах низкогорий Кобыстана иногда удается распознать два-три разновозрастных комплекса, располагающихся на разных гипсометрических уровнях. Нижне- и среднечетвертичные аллювиально-пролювиальные галечники и пески обычно имеют серый и темно-серый фототон, густота которого зависит от сомкнутости растительного покрова. От коренных образований их можно отличить только там, где последние хорошо обнажены и имеют светлый фототон (долина Джейран-Кечmez). Более уверенно трассируется подошва верхнеплейстоцен-голоценовых континентальных образований. Благодаря отсутствию растительности и сильному засолению они выделяются светлым фототоном. Темной окраской выделяются только аллювиальные отложения сильно обводненной дельты р. Пирсагат, миндалевидная форма которой подчеркивается многочисленными ветвящимися протоками.

Широко распространенные на Юго-Восточном Кавказе грязевые вулканические отложения по особенностям своего фотоизображения могут быть подразделены на два разновозрастных комплекса: 1) более древние средне-верхнеплейстоценовые сопочно-эксплозивные образования, интенсивно расчлененные и заросшие и поэтому имеющие сравнительно темный фототон, и 2) отложения активных в настоящее время центров извержений, выделяющихся светлыми точками среди пород первой генерации или невулканических образований. Наиболее хорошо грязевые вулканы дешифруются, когда они представлены обоими комплексами и имеют форму правильных кругов, наложенных на простирации пластов (вулканы Ахтарма и Кягнизадаг). Некоторые крупные вулканические постройки окружены круглыми компенсационными впадинами с резкими, возможно, разрывными ограничениями, заметными на снимках (вулкан Тоурагай). Если же центры извержений не различаются или сопочные поля имеют неправильные ограничения, выделить грязевулканические образования нельзя, несмотря даже на значительные размеры их выходов (например, вулканическое поле Шейтануд).

Тектоническое дешифрирование. А. Общие особенности складчатой структуры. На рассматриваемых ПКС выделяются все основные региональные структурные элементы района, отличающиеся по характеру рисунка дислоцированных толщ, геоморфологическому выражению и гипсометрической высоте (а, соответственно, амплитуде и знаку новейших движений).

Осевая часть мегантиклиниория Большого Кавказа, представленная восточным окончанием Флишевой зоны, характеризуется развитием изоклинальной линейной складчатости, следы которой заметны в виде протяженных параллельных полос, образованных пачками разного фототона. Различаются и отдельные крупные складки, форма которых вырисовывается горизонтом светлых сан-

тонских известняков; однако определить их характер непосредственно по ПКС нельзя из-за невыраженности пластовых фигур. Хорошо видно на ПКС общее правокулисное расположение структур Юго-Восточного Кавказа, подчеркнутое косой наложенной границей морских четвертичных отложений. На юге, где широко развиты глины палеогена, меловым антиклиналям соответствуют хребты, иногда заметные при сильном увеличении.

Речные долины ориентированы перпендикулярно или несколько косо к складчатому сооружению (преобладает северо-западная ориентировка) и иногда прямолинейны на значительном протяжении, что, возможно, говорит об их связи с мегатрещиноватостью.

Апшероно-Кобыстанская периклинальная область, составляющая менее приподнятую тектоническую ступень синклиниорного строения, характеризуется сильной мозаичностью рисунка фотоизображения, обусловленной широким распространением четвертичных отложений и менее выдержанной ориентировкой брахискладок. Входящие в состав ступени отдельные антиклинарии и синклинарии, как правило, имеют прямое выражение в рельфе и поэтому хорошо заметны на КС. Центральная ее часть — глубоко прогнутый Джейран-Кечмезский гемисинклиниорий — обрисовывается одноименной долиной, имеющей в плане древовидную форму. Последовательное расширение долины к востоку подчеркивает треугольную форму структуры.

Отдельные складки в пределах Апшероно-Кобыстанской ступени распознаются редко, но простирания дислоцированных пластов видны во многих местах, что позволяет уловить характерную для Юго-Восточного Кавказа веерообразную виргацию структурных элементов. Несколько лучше складки дешифруются в восточной части Кобыстана и на Апшеронском полуострове, где в разрезе плиоцена появляются выступающие в рельфе пачки известняков. Изометричные мульды, бронированные водоносными породами — известняками апшерона или конгломератами продуктивной толщи, дешифруются по очень темному фототону.

В самой южной части Апшероно-Кобыстанской области и в прилегающих участках Нижне-Куринской впадины, где развит прямой структурно-тектонический рельеф, на КС выражены многие конэрэзионные локальные поднятия, сложенные плиоценом. Обычно они имеют более темный фототон по сравнению с окружающими их недеформированными участками, склоны их расчленены радиально расходящимися оврагами.

Другой характер фотоизображения имеют еще не оформленные в рельфе кондендационные складки, расположенные на восточных окончаниях антиклинальных зон около Каспийского побережья. Им соответствуют слабо всхолмленные или равнинные участки, иногда даже засоленные впадины белого фототона, часто приуроченные к приосевым грабенам поднятий.

Поскольку поднятие всех этих структур почти компенсировано денудацией, на КС иногда виден их горизонтальный срез с кон-

центрически расположенными слоями (Бабазананская антиклиналь). На снимках просвечивают интересные черты строения этих антиклиналей, сильно перекрытых рыхлым чехлом. В частности, на Кюровдагской и Бабазанской складках видна частая сеть диагональных РН; северо-западная периклиналь Бабазанской структуры, где изображался осевой разрыв, дешифрируется совершенно плавной.

*Б. Разрывные нарушения**. Многочисленные продольные РН запад-северо-западного и субширотного простираций, картируемые на территории Юго-Восточного Кавказа, на ПКС обычно не видны из-за их сложной формы в плане (изогнутость, ветвистость) и недостаточной выраженности признаков, по которым они обнаруживаются в поле — возраст и условия залегания осадочных толщ. Плохая дешифрируемость РН связана также с недостаточной обнаженностью Кобыстана: многие тектонические контакты на значительном протяжении погребены под аллювием и покровами грязевулканических брекчий. Некоторые крупные продольные РН (Герадильский, Алятский, Шихзаирлинский), которые могут быть найдены, дешифруются как геологические контакты неясной природы.

Несколько лучше видны секущие РН, но они редко распространены и, как правило, имеют небольшую протяженность. Системы таких РН иногда с большой точностью можно протрассировать на КС, продольные же сбросы, осложняющие своды структур, дешифрируются значительно хуже.

Важная особенность структуры Юго-Восточного Кавказа — блоковое строение [19, 68, 77]. Прежде всего заметны продольные блоки (ступени), отличающиеся по уровню зеркала складчатости, характеру деформаций и геологической истории. Они разделены долгоживущими региональными РН общекавказского простирания — Сиазанским, Малкамудским и др. Отмечается менее заметная поперечная зональность. Соответствующие ей прямолинейные границы раздела (Самурский, Западно-Каспийский, Яшминский, Восточно-Кавказский поперечные разломы) на поверхности выражены участками флексуoroобразного погружения складок, нарушающими линейность структурных зон, РН соответствующего направления, цепями грязевых вулканов и т. д. [19, 68, 71]. Многим из этих зон соответствуют геофизические аномалии и участки повышенной сейсмической активности.

Межзональные продольные разломы обычно видны на космических снимках как границы областей с разным типом разреза и тектонических деформаций. Два таких разреза, соответствующих Зангинскому и Аджичайско-Алятскому разломам, заметны на КС (см. рис. 4), однако они достаточно хорошо выделяются на геологических картах и профилях.

Гораздо более интересный материал анализ космических снимков дает для изучения относительно слабо выраженных в поверх-

* Раздел написан совместно с Н. Н. Курдиным.

ностной структуре поперечных разломов. Дешифрирование позволяет уточнить их направление, ширину и протяженность, а иногда и выделить новые или подтвердить предполагавшиеся поперечные структуры. Обычно указываются три направления поперечных структур рассматриваемого района: одно перпендикулярное к общекавказскому простирианию и два диагональных (40—60° и 320—340°). Примерно в этих же направлениях ориентированы линеаменты, заметные на КС [52, 58]. В свете данных повторного дешифрирования и полевого обследования структур приведем их характеристику.

Среди линеаментов меридиональной системы наиболее ярко выражен Советабад-Яшминский, который в первом приближении соответствует выделенной на основании геолого-геофизических данных Яшминской флексуре. Последняя отделяет сложнодислоцированную область Юго-Восточного Кавказа от более опущенной ступени Апшеронского полуострова и прибрежного Кобыстана. Линеамент, выделенный по КС, проходит в 10—20 км восточнее флексуры, как ее обычно изображают [19, 77], и более прямолинеен. В северной части, на границе Апшеронского полуострова и Кобыстана, он представлен серией светлых полос, соответствующих днищам сухих дельт; разделяющие их меридиональные гряды отражают простириание структур. К востоку от горы Куджюр в зоне линеамента находится хорошо заметная прямая ложбина, соответствующая выходу глин верхнего плиоцена на крыле узкой Шихкайской антиклинали (рис. 9).

Южнее линеамента отвечает слегка извилистый абразионный уступ, отделяющий светлую полосу морских и континентальных позднечетвертичных осадков от коренных отложений. Здесь же находятся долготно вытянутые синклинальные гряды апшеронских известняков. Наконец, на самом юге Советабад-Яшминский линеамент совпадает с берегом Каспия, прямолинейность которого нарушается только выступом современной дельты р. Куры.

Другая область концентрации линеаментов меридионального простириания (Кюрдамир-Гирдыманчайская линеаментная зона) находится к западу от Ленгебизского хребта — примерно по соседству с широкой зоной Западно-Каспийского поперечного разлома [19, 71]. На поверхности разлом выражен расплывчатой системой флексур, разрывов и поперечных складок, разделяющей две ступени с различным положением зеркала складчатости. Строение этого района на КС не видно, за исключением прямолинейных отрезков рек Гирдыманчай и Ахсу. Долина первой из них, как уже неоднократно отмечалось, в нижней части приурочена к выраженному на поверхности и активному в новейшее время Гирдыманчайскому разрыву [71]. Следует отметить, что рассматриваемый сегмент Западно-Каспийского разлома хорошо отражается в аномалиях макросейсмических полей местных Шемахинских землетрясений. Очики землетрясений залегают на глубинах от 5 до 10—15 км, и, таким образом, можно считать, что Западно-Каспийский разлом осложняет весь комплекс осадочного чехла и

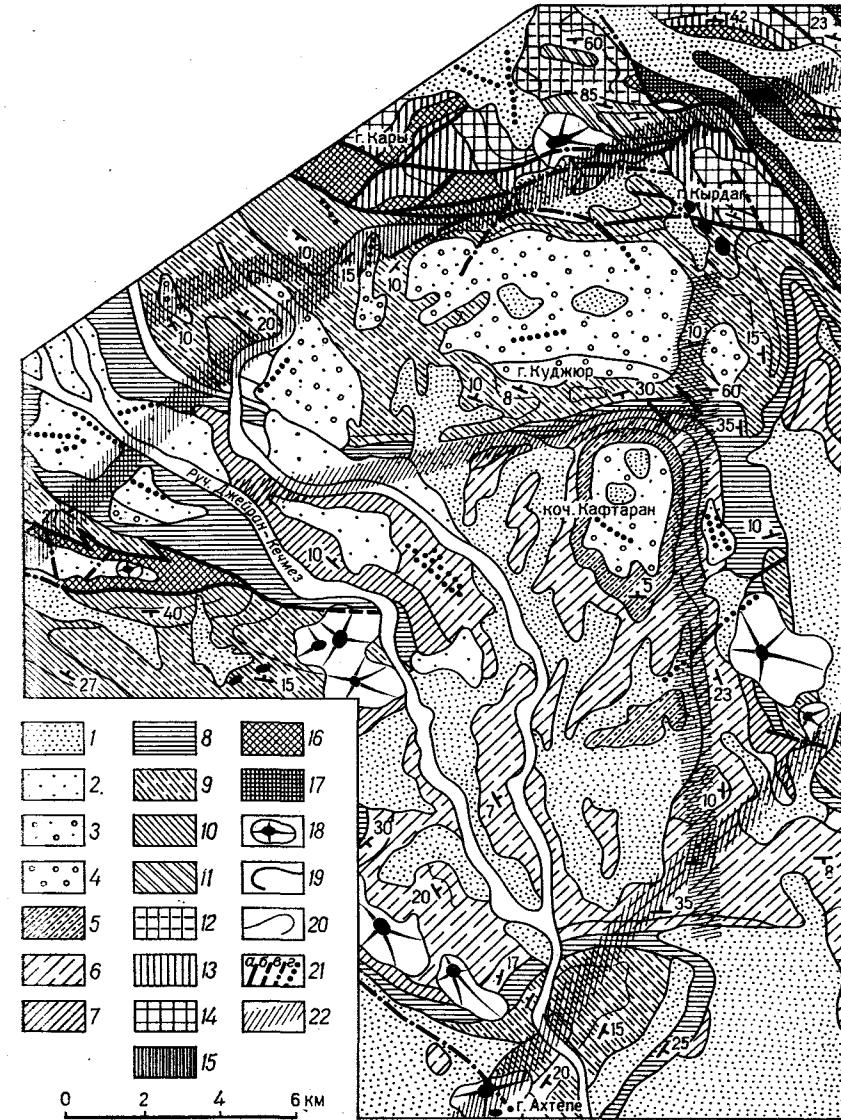


Рис. 9. Геологическая карта Джейран-Кечмезской депрессии.

1 — верхний плейстоцен — голоцен; 2 — верхний плейстоцен; 3 — средний плейстоцен; 4 — нижний плейстоцен; 5 — верхний апшерон; 6 — средний апшерон; 7 — нижний апшерон; 8 — акчагыл; 9 — продуктивная толща (верхняя пачка); 10 — продуктивная толща (нижняя пачка); 11 — point; 12 — диатомовая свита нерасчлененная; 13 — мэотис; 14 — сармат; 15 — чокрак — конка; 16 — майкопская свита; 17 — коунская свита (верхняя подсвита); 18 — грязевые вулканы; 19 — геологические границы; 20 — маркирующие горизонты; 21 — разрывы: а — прослеженные, б — предполагаемые, в — запечатанные четвертичными отложениями; 22 — трещины в четвертичных отложениях; 23 — линеаменты, отдешифрированные на КС

кристаллического фундамента и, возможно, проникает до раздела Мохоровичича.

Южнее, в Куринской низменности, прослеживается несколько темных прямых линий, соответствующих ирригационным каналам, которые проложены в естественных ложбинах, возможно, приуроченных к четвертичным нарушениям. Случай, когда трещины прослеживаются на аэроснимках по линейным цепочкам кустов, арыкам, дорогам и другим подобным образованиям, отмечены для многих районов с высокой активностью новейших движений [40, 47]. Необходимо также учесть, что на рассматриваемом участке Куринской низменности происходят довольно сильные землетрясения с субмеридиональной ориентировкой изосейст, связанные с подвижками по плоскости Западно-Каспийского разлома [52].

Линеаменты северо-западного и северо-северо-западного простираций. Структурные зоны здесь представлены Буроварским антиклиниорием Талыша, а на Юго-Восточном Кавказе — Харамино-Сальянским и Алятским антиклиниориями. Отдельные складки в пределах зон параллельны их осям или ориентированы широтно и в этом случае образуют правоугольные гирлянды. Антиклинальные цепи осложнены продольными РН, не прерывающимися в седловинах между локальными поднятиями, что, по мнению ряда исследователей, свидетельствует о приразломном происхождении самих цепей.

Антиклинальные зоны данного направления считались виргациями субширотных структур Юго-Восточного Кавказа и поэтому не описывались как секущие. Вместе с тем анализ геологических и структурных карт показывает, что они продолжаются в пределы южного крыла мегантиклиниория, однако не в виде антиклинальных цепей, а в форме разрывов и кулисных гирлянд субширотных складок. Так, Харамино-Сальянская зона деформаций продолжается на север в виде диагонального (Ленгебиз-Каламадынского) отрезка Аджичайского разрыва и оперяющих его нарушений вплоть до г. Шемахи. Вдоль некоторых швов наблюдаются правосторонние смещения складок и горизонтальные подвороты. В этой же полосе находятся небольшие кулисные антиклинали, расчленяющие Дзоголовчайскую депрессию на несколько ромбовидных впадин. Сходный комплекс структурных форм находится на простирации другой складчатой зоны северо-западной ориентировки — Алятской. Таким образом, можно поставить вопрос о сдвиговой природе этих зон, так как на их продолжении в пределах южного склона Кавказа находятся структуры правого сдвига. Структурное единство отдельных звеньев зон северо-западного простирания и их секущий характер хорошо видны на ПКС. Это отмечалось и В. З. Сахатовым [58].

Наиболее протяженным (до 200 км) среди линеаментов северо-западной системы является Ленгебиз-Сальянский, соответствующий Харамино-Сальянскому антиклиниорию и Ленгебизской ветви Аджичайского разрыва. В северной части линеамент выражен прямолинейным гребнем Ленгебизского хребта, сложенного креп-

кими песчаниками продуктивной толщи нижнего плиоценена. Последние приведены в тектонический контакт с майкопом и неогеном. В районе хр. Харами линеамент прерывается, но здесь дешифрируется серия тонких линий меридионального простирания, ориентированных диагонально по отношению к Малохараминской антиклинали. На местности им соответствуют системы подставляющихся друг друга на значительном протяжении прямолинейных оврагов, заметные также на АС.

Следующая серия тесно сближенных линий северо-западного — северо-северо-западного простирания дешифрируется между кулисно расположенным Мишовдагской и Хараминской складками. Крупнейшей из этих линий соответствует разрыв, смещающий в правостороннем направлении восточную переклиналь Малохараминской структуры. Далее к югу линия выражена эрозионным уступом у западного края возвышенностей Мишовдаг и Кюровдаг. В этом же районе на подгорной равнине В. Г. Трифоновым закартированы позднеэвклинические разрывы и трещины меридионального и северо-западного простираций, вдоль которых отмечены правосторонние смещения террас и водотоков с амплитудой до 6 м [40]. Эти трещины, как и уступ, к которому они приурочены, наследуют погребенное продолжение отмеченного РН. Вдоль последнего, согласно буровым данным Н. Ш. Исмайлова, приведены в соприкосновение среднеапшеронские и хазарские отложения.

На юго-восточном окончании Ленгебиз-Сальянского линеамента развита цепь антиклиналей Харамино-Сальянской гряды. Отдельные прямые линии, заметные на снимках, образованы здесь литоморфными грядами на крыльях узких складок и продольными разрывами. По аномалиям макросейсмических полей землетрясений, очаги которых расположены в Куринской впадине и связаны с Западно-Каспийским разломом, Р. А. Агамирзоевым в полосе, соответствующей Ленгебиз-Сальянскому линеаменту, выделен глубинный разлом, проникающий до низов кристаллического фундамента [52].

В западной части Алятской гряды дешифрируется система тесно сближенных тонких линий, в целом соответствующая тектоническому контакту нижнеплиоценовых и ашеронских отложений около Аджичайско-Алятского разрыва. На северо-западном ее продолжении, уже в области развития широтных складок, находятся еще две прямые линии аналогичной ориентировки. Западная соответствует разрыву, смещающему в правостороннем направлении геологические границы, восточная, слегка изогнутая, выражена резкой сменой светлоокрашенных пород плиоцена и темных доллиоценовых образований на крыле Джейран-Кечмезской депрессии. Крупные разрывы северо-западного простирания здесь не зафиксированы, но борт депрессии, осложненный эшелонированными кулисными складками, имеет северо-западное простирание.

Интересную информацию КС дали о строении линеаментов северо-восточного простирания, наиболее слабо проявленных в поверхностной структуре Юго-Восточного Кавказа и поэтому недостаточно изученных. Основной структурный элемент данной системы — это выделенный Г. П. Тамразяном [68] Восточно-Кавказский разлом, известный также под названием Пальмиро-Апшеронского. В юго-западной части ему соответствует Нижне-Араксинский наложенный прогиб северо-восточного простирания. Далее Г. П. Тамразян прослеживает этот разлом в Кобыстане и на Апшеронском полуострове, где его поверхностным выражением служит сравнительно узкий Аджикабул-Мардакянский линеамент, подчеркнутый находящимися на одной прямой периклиналями третичных складок, цепочками грязевых вулканов и некоторыми другими признаками.

На КС Аджикабул-Мардакянский линеамент практически не виден. Вместе с тем на них дешифрируется ряд тонких линий северо-восточного простирания, рассредоточенных в довольно широкой полосе, которая может соответствовать Восточно-Кавказскому разлому в широких границах. Крупнейшая из них — Сумгайит-Араксинский линеамент, пересекающий Восточное Закавказье на протяжении около 400 км. В южной части ему отвечает прямолинейный уступ западных предгорий Талыша, который на снимках не выражен как уступ рельефа, но подчеркивается прижатым к нему руслом Аракса. По данным Р. А. Агамирзоева, в этой же узкой полосе часто происходят землетрясения с очагами в кристаллическом фундаменте [52].

В пределах Кобыстана линеамент имеет довольно разнообразное ландшафтное выражение. На севере, в районе горы Кырдаг ему соответствует полоса сгущения РН северо-восточного и восток-северо-восточного простираций (см. рис. 9). Увеличение плотности фототона к юго-востоку объясняется тем, что здесь широко развиты четвертичные галечники и полого залегающие конгломераты верхов продуктивной толщи. Эти породы водоносны и поэтому закрыты густым травянистым покровом. Резкость выражения линеамента подчеркивается также присутствием около РН выступающих в рельефе тектонических клиньев доломитов миоцена.

Проведенные нами полевые исследования позволили установить несколько большую, чем это было показано на крупномасштабных геологических картах, протяженность рассматриваемой зоны РН, а также определить кинематический тип некоторых из них. Швы северо-восточного и субширотного простираций по смещениям осей складок и крутых флексур достаточно уверенно определяются как левые сдвиги и взбросо-сдвиги. Кроме того, вдоль широтных разрывов, особенно расположенных рядом с глубокими синклиналями, отмечаются пологие надвиговые перекрытия. В пределах Джейран-Кечмезской депрессии рассматриваемая зона разрывов затухает, и здесь линеаменту отвечает прямолинейная граница четвертичного покрова (в пределах которого особенно большие поля образует верхнехазарская аллювиальная терраса). Воз-

можно, она соответствует флексуре или разрыву, но на южном борту долины р. Джейран-Кечмез, где представлена лестница террас, никаких поперечных перемещений не отмечено. Субширотная ветвь линеамента, отходящая к востоку примерно в районе горы Чобан-Чешмадан, связана с выступающей в рельефе грядой базальных конгломератов акчагыла.

Другая группа линий северо-восточного простирания протягивается примерно вдоль берега Каспийского моря в интервале гора Тоурагай — пос. Биби-Эйбат. Большой своей частью она совпадает с абразионным уступом, косо срезающим ряд меридиональных складок. В некоторых местах на этом отрезке линеамента присутствуют структуры северо-восточного направления (Локбатанская антиклиналь). Крупная гемиантклиналь того же простирания находится на юго-западном окончании линеамента уже в пределах Алятской гряды. Возвышенность, образованная этой антиклиналью и двумя грязевыми вулканами, срезается прямолинейным уступом, возможно в какой-то мере связанным с четвертичным разрывом.

Итак, можно констатировать, что линеаменты обычно состоят из разобщенных линий, часто несопоставимых по своему геологическому содержанию и ландшафтному выражению: здесь и РН, крупно- и малоамплитудные (особенно хорошо читаются четвертичные РН, подчеркиваемые резкими градациями фототона четвертичных отложений и повышенной увлажненностью), и крутые крылья складок, и денудационно-тектонические уступы, морфологическое выражение которых в значительной мере связано с литологией пород, и т. д. Однако несмотря на такую неоднородность строения, крупнейшие линеаменты или полосы их концентрации примерно совпадают с линейными флексурно-разрывными зонами и могут служить их дешифровочным признаком. Наиболее резкие линеаменты связаны с выраженным на поверхности региональными РН и ассоциирующими с ними шовными антиклинариями (Буроварский, Ленгебиз-Сальянский). Вместе с тем структуры такого рода достаточно отчетливо читаются на геологических и топографических картах, и ПКС помогают лишь уточнять детали их строения.

Более существенна космическая фотоинформация, касающаяся менее четко выраженных структурных зон — пологих поперечных флексур, кулисных систем складок, слабо заметных на геологических картах, но иногда соответствующих «скрытым» разломам (Западно-Каспийский, Яшинский и Восточно-Кавказский разломы). Отделившиеся линеаменты, хотя и не дают представления о размерах, положении осевой части и кинематическом типе этих зон, однако помогают их выявить, так как обращают внимание на ландшафтные границы соответствующего направления и, кроме того, наглядно показывают секущий характер структур такого типа.

Общее соответствие линеаментов основным зонам глубинных неоднородностей Кавказа уже отмечалось многими исследовате-

лями [40, 52, 54, 58]. По данным В. Г. Трифонова и Ю. К. Щукина, наиболее хорошие результаты дешифрирования коррелируются со структурными картами по поверхности «базальтового» слоя и в несколько меньшей степени по поверхности консолидированной коры [40]. Отсутствие точного совпадения в плане линеаментов и параллельных им глубинных разломов, по мнению этих авторов, может объясняться различными причинами, скорее всего наклоном разломов.

Проведенное изучение геофизических материалов подтверждает принципиальное соответствие отдешифрированных линеаментов зонам глубинных неоднородностей (рис. 10), однако это соответствие носит довольно сложный характер. Например, Ленгебиз-Сальянская и Алятская приразломные антиклинальные зоны, выраженные на КС довольно узкими линеаментами, вместе попадают на широкий северо-восточный склон крупного поднятия фундамента, совпадающего с Талыш-Вандамским гравитационным максимумом. Единственный в этой зоне разлом поверхности фундамента, выявленный по данным ГСЗ, находится значительно западнее Ленгебиз-Сальянского линеамента в правобережье Куры. Точно так же «объединяются» на глубине Сумгайт-Араксинский линеамент и параллельные ему тонкие линеаменты в Кобыстане. Таким образом, причину пространственного несовпадения отдельных линеаментов с глубинными разломами следует искать не в наклонах последних, а скорее в том, что заметные на ПКС тонкие прямые линии отражают только направления делимости, свойственные более крупным глубинным зонам линейных неоднородностей.

Сделать более определенное заключение о связи линеаментов с разломами поверхности фундамента не приходится из-за недостаточной геофизической изученности. Так, почти все профили ГСЗ и КМПВ на территории Куринской впадины и Юго-Восточного Кавказа заложены в меридиональном — северо-восточном направлении, примерно вкрест простирации Кавказа, в результате чего поперечные структурные элементы северо-восточного и в значительной мере меридионального направлений оказались не пересеченными этими профилями.

Можно сделать следующие выводы о строении и геологической природе линеаментов, обнаруженных на КС:

1. Линеаменты пространственно связаны с региональными РН и флексурно-разрывными зонами, выраженными как в поверхностной, так и в глубинной структуре, и таким образом помогают их выявлять. Особенно важное значение анализ КС имеет для обнаружения и изучения поперечных и диагональных зон, сравнительно слабо выраженных в поверхностной структуре.

Указанное соответствие, однако, имеет сложный и неоднозначный характер: отдельные прямые линии в зонах линеаментов, об разованные структурами неглубокого заложения — локальными РН, трещинами, линейными складками и т. д., не могут свидетель-

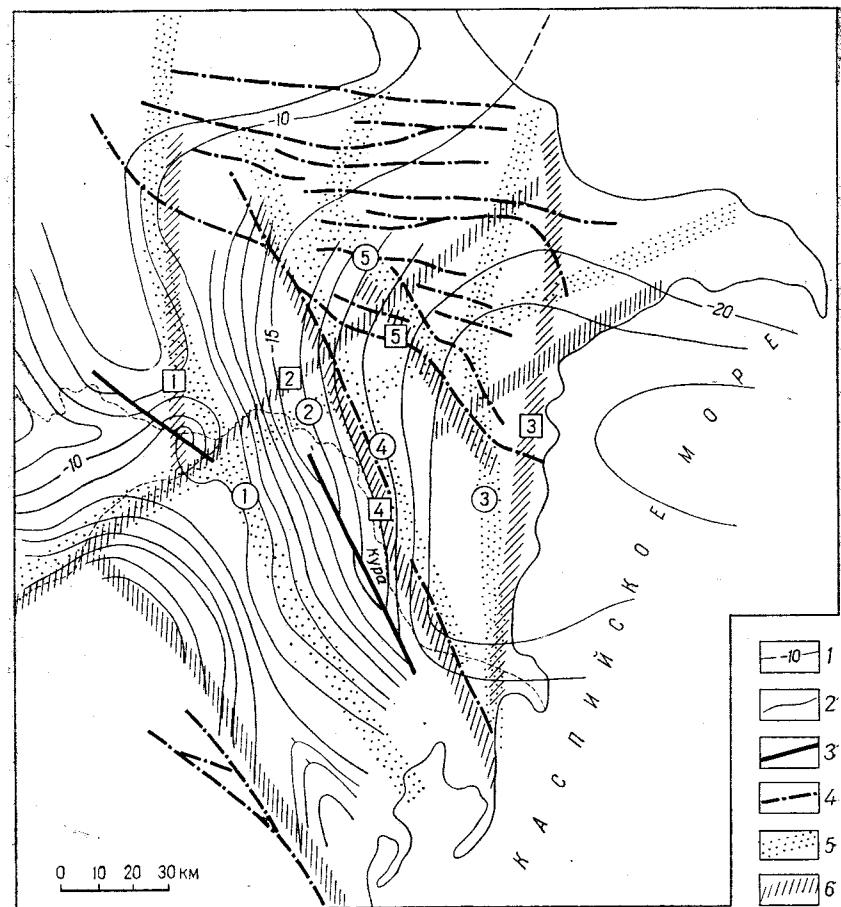


Рис. 10. Структурная карта Юго-Восточного Кавказа, Куринской впадины и Талыша по поверхности доюрского фундамента (по Ю. В. Ризниченко), совмещенная со схемой дешифрирования линеаментов.

1 — изогипсы поверхности фундамента, проведенные через 5 км; 2 — то же, через 1 км; 3 — разрывы, установленные по данным ГСЗ и КМПВ; 4 — крупнейшие разрывы на поверхности; 5 — поперечные флексурно-разрывные зоны; 6 — линеаменты, отдешифрированные на КС. Региональные поперечные флексурно-разрывные зоны (цифры в кружках): 1 — Западно-Каспийская, 2 — Пальмиро-Ашшеронская, 3 — Яшминская, 4 — Прикуринская, 5 — Алятская; линеаменты (цифры в квадратиках), отдешифрированные на КС: 1 — Кюрдамир-Геокчайский, 2 — Сумгайт-Араксинский, 3 — Советабад — Яшминский, 4 — Ленгебиз-Сальянский, 5 — Алятский

ствовать о ширине, положении осевой части или амплитуде соответствующей зоны деформации.

2. Анализ ПКС Юго-Восточного Кавказа, а также материалов наземных геологических и геофизических исследований подтверждает значительную роль поперечной и диагональной тектонической зональности в структуре этой территории. Данные о характере перемещений вдоль отдельных разрывов, входящих в рассматри-

заемные линеаменты зоны, а также структурно-геологические и сейсмологические признаки свидетельствуют о том, что диагональные зоны северо-восточного — восток-северо-восточного и северо-западного — север-северо-западного простираций отвечают сдвигам (соответственно левым и правым).

Лучше всего устанавливается правосдвиговый характер зон северо-западного — север-северо-западного простирания (Ленгебиз-Сальянской и Алятской), в пределах которых имеются многочисленные разрывы, смещающие в правостороннем направлении крылья складок, а иногда и целые структуры. Более проблематично существование левосдвиговых смещений вдоль разрывов в зоне Сумгаит-Араксинского линеамента, хотя в северной его части небольшие смещения соответствующего знака отмечаются вдоль разрывов восток-северо-восточного и широтного простираций. Относительно кинематического типа флексурно-разрывных зон, соответствующих линеаментам меридионального простирания (Кюрдамир-Геокчайскому и Советабад-Яшминскому), конкретных данных нет. Отмечающиеся около них флексуруобразные погружения зеркала складчатости и ряда отражающих сейсмических горизонтов могут свидетельствовать лишь о сбросовом характере этих структур.

Армянское нагорье

На ПКС, снятых с ПКК «Союз-12», изображена обширная территория центральных районов Армянского вулканического нагорья от Аджарского и Имеретинского хребтов на северо-западе до хр. Агрыдаг и вулкана Аарат на юге и оз. Севан на востоке (см. рис. 5 и рис. 11). Большая часть площади сложена вулканическими образованиями неогенового и четвертичного возраста, а также рыхлыми плиоцен-четвертичными осадками (в депрессиях), и лишь по периферии выступают складчатые донеогеновые комплексы, которые слагают ряд массивов, испытывающих дифференцированные поднятия. Эти комплексы отчетливо выделяются на ПКС по наиболее глубокой и дробной эрозионной расчлененности и практическому отсутствию наблюдавших в масштабе снимков реликтов выровненных денудационных поверхностей.

По характеру фотоизображения различаются: 1) кристаллические породы Цахкуняцкого массива, слагающие глубоко расчлененный скальный выступ; характерно почти полное отсутствие линейности; 2) западное окончание Севано-Акеринской оphiолитовой зоны (офиолитовый меланж, линейно смятые вулканические породы палеогена), характеризующееся проявлением четкой линейности широтного простирания (самая выдержанная из линий, протягивающаяся под вулканический массив горы Гукасян-Мец, а с другой стороны скрытая облаками, отвечает, по-видимому, крупнейшему тектоническому шву — южному ограничению Закавказской плиты); 3) у юго-восточного края снимка — участок Еревано-Ордумадской пологоскладчатой зоны, сложенный карбонат-

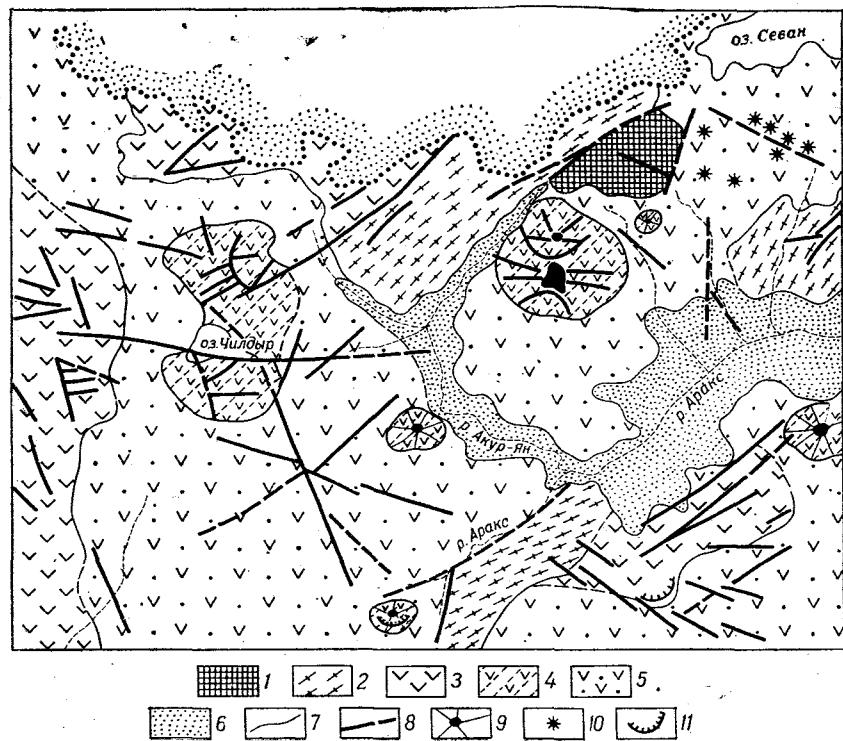


Рис. 11. Схема геологического дешифрирования КС Армянского нагорья.
1 — выступы фундамента; 2 — альпийский геосинклинальный комплекс, 3—5 — вулканогенные комплексы; 3 — миоплиоценовый, 4 — плиоцен-плейстоценовый (эоплейстоценовый), 5 — плейстоценовый; 6 — флювиальные четвертичные отложения; 7 — границы комплексов; 8 — линеаменты; 9 — крупные вулканы; 10 — небольшие вулканы (вне масштаба); 11 — кальдеры

ными породами мела и палеогена, образующими в рельефе небольшие обрывы и ступени; 4) офиолитовый комплекс хр. Западный Агрыдаг сравнительно темного фототона и с тонкой линейностью, отражающей простирация дислоцированных пачек и многочисленные продольные разрывы.

Неоген-четвертичные вулканические образования по интенсивности расчленения могут быть подразделены на три генерации: А — миоплиоценовый комплекс (Эрушетское нагорье, северная часть Арсианского хребта, южная часть Восточного Агрыдага); Б — верхнеплиоценовый (эоплейстоценовый) комплекс (Гукасянские, Мокрые горы, нагорье Кызырдаг к западу от оз. Чилдыр, Арагац, Араилер, Бол. Аарат и пр.) и В — плейстоцен-голоценовый комплекс (Гегамское нагорье, Ахурянское, Карское плато, подножья ряда верхнеплиоценовых массивов).

Комплекс А характеризуется довольно густой эрозионной сетью, и первичная аккумулятивная поверхность вулканических

построек в нем почти не сохранилась. Комплекс Б расчленен значительно более редкой, хотя и довольно глубокой, обычно радиальной в плане сетью ущелий (нередко довольно широких, очевидно, троговых), между которыми сохранились обширные участки пологого, близкого к первичному, вулканического рельефа. В комплексе В этот рельеф почти полностью сохранился и прорезан весьма редкой сетью узких и относительно неглубоко врезанных ущелий. Конкретные границы между этими генерациями вулканических образований местами видны отчетливо, чаще же проводятся предположительно из-за плохой обнаженности; не всегда видны и границы плейстоцен-голоценовых вулканитов, развитых во впадинах с флювиальными четвертичными осадками.

Из анализа ПКС видно, что в пределах Карского плато комплекс А распространен менее широко, а комплексы Б и В более широко, чем было показано ранее [44]. Отчетливо видимая на ПКС выпуклая щитовидная, округлая или овальная в плане форма ряда верхнеплиоценовых вулканических массивов (Арагац, Гукасянские, Мокрые горы, Кысырдаг) подтверждает представление о том, что они являются пологими куполовидными или брахиморфными неотектоническими поднятиями, лишь осложненными вулканическими постройками, а не гигантскими, чисто вулканическими сооружениями.

На ПКС хорошо выражен и ряд крупных верхнеплиоценовых и плейстоценовых полигенных вулканов — Аракат, Араилер, Алаждадаг (к западу от р. Ахурян), Аладаг (на левом берегу Аракса у западной рамки снимков) и др. Некоторые полигенные стратовулканы осложнены кальдерами или имеют крупные соммы. Наиболее хорошо они выражены на вулканах Алаждадаг и Аладаг. В виде отдельных фрагментов обширная древняя сомма выражена в миоплиоценовом (?) вулканическом комплексе хр. Восточный Агрыдаг к западу от оз. Балык.

На снимке дешифрируются протяженные РН, большинство которых не нашло отражения на сводной геологической карте Армянской ССР и на картах Турции.

По рисунку и соотношениям с вулканическими массивами РН можно разделить на два типа.

1. Прямолинейные РН регионального значения, не связанные с неогеновыми вулканическими массивами, хотя местами и затрагивающие их. По ориентировке среди них различаются системы: запад-северо-западного простирания (в хр. Агрыдаг, к западу от Араката, в Базумском хр.), север-северо-западного простирания (в Западном Агрыдаге) и север-северо-восточного простирания.

2. РН, связанные со структурой куполовидных и брахиморфных плиоценовых вулканических поднятий (Арагац, Гукасянские горы, Кысырдаг и пр.) и характеризующиеся радиальным и в меньшей мере, дугообразным рисунком; последний особенно характерен для массива Арагац и, очевидно, связан с наличием в западной и восточной его частях второстепенных вздутий.

Кавказ на телевизионных снимках

Материал предыдущих разделов показывает, насколько может различаться информативность ПКС, сделанных при неодинаковых условиях, для разных районов. Еще более наглядно эти различия выступают при сравнении разновременных ТКС, охватывающих одну и ту же площадь. Так, снимки зимнего, сильно заснеженного Кавказа (рис. 12) позволяют различать только наиболее крупные его орографические области: осевую часть, границы ее со ступенями — Дагестанской и Абхазо-Сванетской, общий контур мегантиклиниория. Более же дробные элементы, особенно в высокогорье, где велик снеговой покров, дешифрируются плохо (например, Самуро-Бежетинская новейшая депрессия и обрамляющие ее хребты — антиклинали). Значительно лучше эти элементы видны на ТКС, сделанных осенью и весной (рис. 13); летние же фотографии опять ухудшают их дешифрируемость, но позволяют выяснить строение осевой части хребта и оконтурить некоторые изолированные горные массивы вроде вулканического конуса Эльбруса, выделяющегося ярким белым округлым пятном, наложенным на линейный рисунок простирания. В ряде случаев орография подчеркивается облачностью, облекающей хребты (см. рис. 12, 2—2). Таким образом, многократная повторяемость — важное преимущество автоматических телевизионных съемок — позволяет обогатить суммарную информативность ТКС и повысить достоверность результатов дешифрирования.

Необходимо подчеркнуть, что все линеаменты, выделяемые по телеснимкам данных масштабов, не могут быть интерпретированы как отдельные крупные разломы — это обычно довольно широкие (более 10 км) элементы ландшафта, соответствующие сложно построенным геологическим объектам. Весьма показательны в этом отношении продольные тектонические депрессии, выраженные ложбинами в рельефе. Они часто бывают ограничены разрывами с одной или двух сторон; иногда и внутри них есть разрывы. Мы же видим расплывчатую линию, отвечающую обычно середине полосы, сложенной мягкими породами. Примером такой структуры служит депрессия южного склона Большого Кавказа (см. рис. 13), протягивающаяся от продольного отрезка р. Пшиш (левый приток Кубани) до р. Кодори. Геологически она не совсем однородна. В центральной части от верхнего течения р. Мзымты до истоков р. Кодори — это шовная зона, сложенная глинистыми сланцами и расположенная на границе двух плит — единственный в этом пересечении аналог Флишевой зоны (поздние альпиды). Восточнее в истоках рек Ингури и Риони депрессия отвечает северному краю расширяющейся на восток Флишевой зоны. На западе (от правых притоков Мзымты до истоков р. Пшиш) ей соответствует северный край Сланцевой зоны (киммериды), сложенный глинистыми сланцами.

Характерные особенности морфологии депрессии, видимые на ТКС (непрерывная узкая щель в центральной части свода), наво-

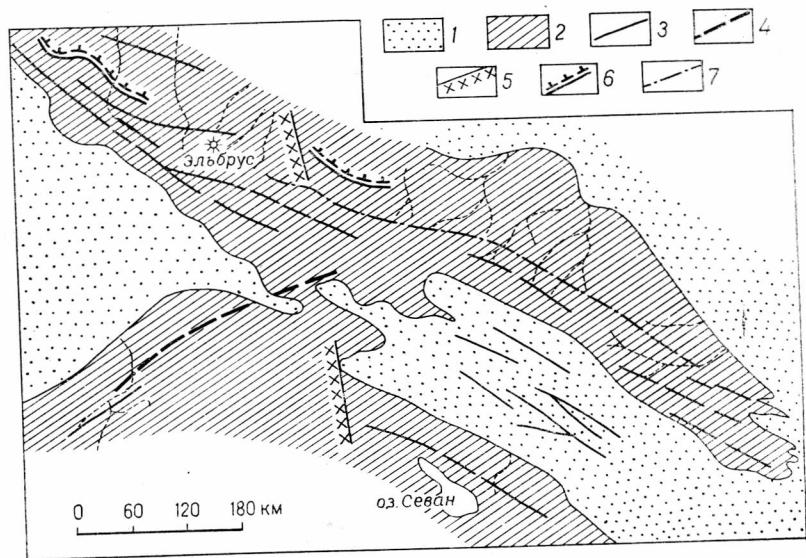
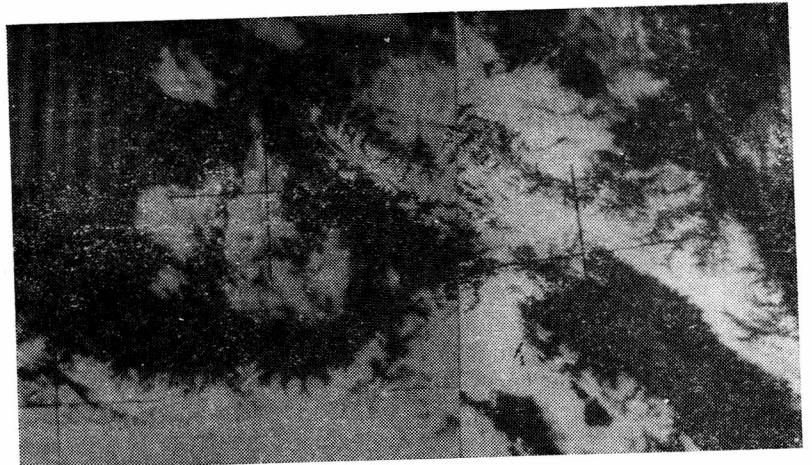


Рис. 12. Монтаж зимних ТКС Кавказа, снятых с 14-го метеорологического спутника «Метеор», (вверху) и схема его дешифрирования (внизу)
1 — преимущественно четвертичные отложения; 2 — преимущественно дочетвертичные отложения; 3 — продольные линеаменты, отвечающие простиранию пород; 4 — секущие линеаменты; 5 — предполагаемый поперечный линеамент; 6 — куэста Скалистого хребта; 7 — неаменты; граница высокогорья и среднегорья на северном склоне. Цифры на снимке — объяснение см. в тексте

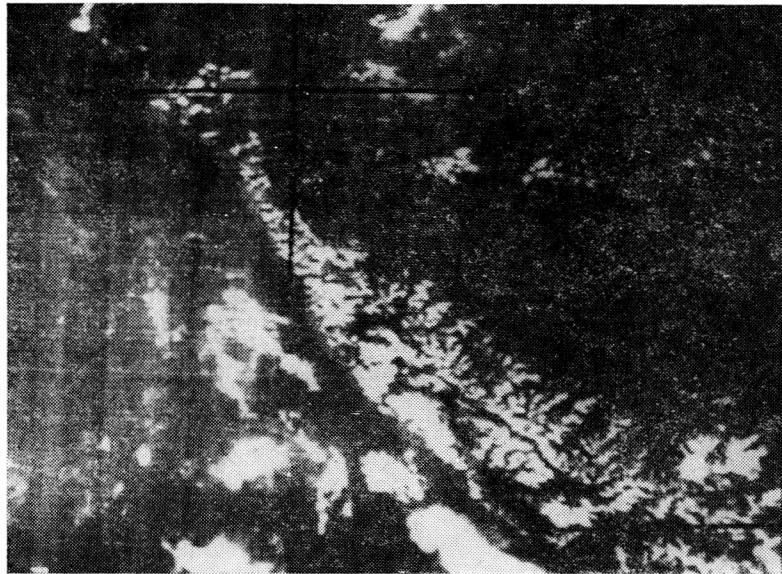


Рис. 13. Весенний телевизионный снимок Кавказа с 13-го метеорологического спутника «Метеор»

дят на сравнение с рифтовыми долинами. Вместе с тем признаки относительно новейшего опускания известны пока лишь для одного ее расширенного участка — так называемой котловины Псху в верховьях р. Кодори [43], которая может быть уже наложенной. Об эрозионном происхождении долины говорит также ее очевидная литологическая обусловленность; хорошую же сохранность ее можно связывать с быстрым темпом воздымания Северо-Западного Кавказа, способствующим консервации древнего рельефа. Тем не менее вопрос о роли относительных новейших опусканий в формировании Пшиш-Кодорской депрессии, учитывая имеющиеся признаки, все же заслуживает более пристального изучения. На ТКС видно еще несколько более или менее выраженных продольных структур сходного типа — это Архызская депрессия (грабен-синклиналь, сложенная юрскими глинистыми сланцами, среди домозойских кристаллических пород) и юрские депрессии Северной Осетии. На северном склоне Большого Кавказа довольно хорошо видна Дудугуш-Тырныаузская шовная зона; она также представлена продольной депрессией рельефа, образовавшейся при размыве рыхлых пород, а местами в результате новейшего омоложения древних разломов.

Помимо продольных структурных элементов на ТКС видны также диагональные и поперечные. Анализ ТКС, полученных в разное время года, показал, что, как правило, на них находят отражение многие крупные линеаменты и линеаментные зоны, вы-

деленные по прямым снимкам более крупного масштаба и лучшей разрешающей способности. Наиболее надежно дешифрируются широкие линеаментные зоны типа Советабад-Яшминской и Казбек-Цхинвальской. Узкие линеаменты типа Аргун-Джурмутского, Сумгайт-Араксинского, Советабад-Яшминского (в северной части), линеаменты Армянского нагорья либо узнаются с трудом, либо вообще не видны. Вместе с тем большая обзорность ТКС позволяет иногда продолжить ранее выделенные линеаменты и в ряде случаев выделить новые, рассеивающиеся на снимках более крупного масштаба. Так, видно, что прямолинейная долина р. Чо-рохи надстраивает Аджаро-Осетинскую линеаментную зону, которая представляется уже трансограничной. На некоторых ТКС прослеживается расплывчатая полоса неясной ландшафтной природы, примерно соответствующая меридиональной Транскавказской зоне (см. рис. 12, 1—1).

Данный регион, включающий складчатые цепи Копетдага—Эльбурса, Загроса и Восточного Ирана и разделяющие их межгорные впадины, имеет достаточно хорошую обнаженность, облегчающую выявление дешифровочных признаков геологических образований. Этот фактор в сочетании со слабой изученностью, обеспечивающей возможность практического применения КС для редакции геологических карт, делает рассматриваемую территорию весьма интересным объектом для космофотогеологического анализа. К сожалению, имеющиеся в нашем распоряжении ПКС охватывают лишь очень небольшую (порядка 20—30%) ее часть, но все основные тектонические зоны так или иначе пересечены маршрутами космических съемок. Для дешифрирования остальной территории нами использовались ТКС с советских метеорологических спутников.

Эльбурс, Талыш

Прямой космической съемкой с «Союза-9» охвачены территории Эльбурса к западу от р. Сефидруд и Талышские горы.

В пределах Эльбурса (рис. 14) на ПКС видно строение основных составляющих его зон: Северо-Эльбурсской (ларамийской) и Зенджанской (позднеальпийской). Зона Северного Эльбурса имеет довольно пестрый характер фотоизображения, обусловленный различиями слагающих ее толщ и неоднородностью тектонических деформаций. На ПКС распознаются два главных комплекса осадков: карбонатно-терригенный палеозоя, характеризующийся присутствием выступающих в рельефе пачек карбонатных пород и песчаников, и глинисто-сланцевый рэта-лейаса, образующий относительные понижения рельефа (в некоторых местах ему присуща тонкая полосчатость, обусловленная чередованием пачек различного фототона). Маркирующие пачки в обоих комплексах обрисовывают лишь отдельные крупные, запрокинутые к югу складки; сложная же чешуйчатая структура зоны не поддается расшифровке, и ПКС дают представление только о вергентности.

В западной части зоны смятые в складки палеозойско-мезозойские отложения по довольно расплывчатой границе сменяются кайнозойскими образованиями, структура которых не видна на ПКС (фотомаркирующие горизонты указывают на общий изгиб осей складок к север-северо-западу в соответствии с заворотом Западного Эльбурса).

Зенджанская зона, представленная в хр. Зенджандаг, имеет более однородный характер фотоизображения. Развитые здесь вулканогенно-осадочные отложения палеогена среднего и

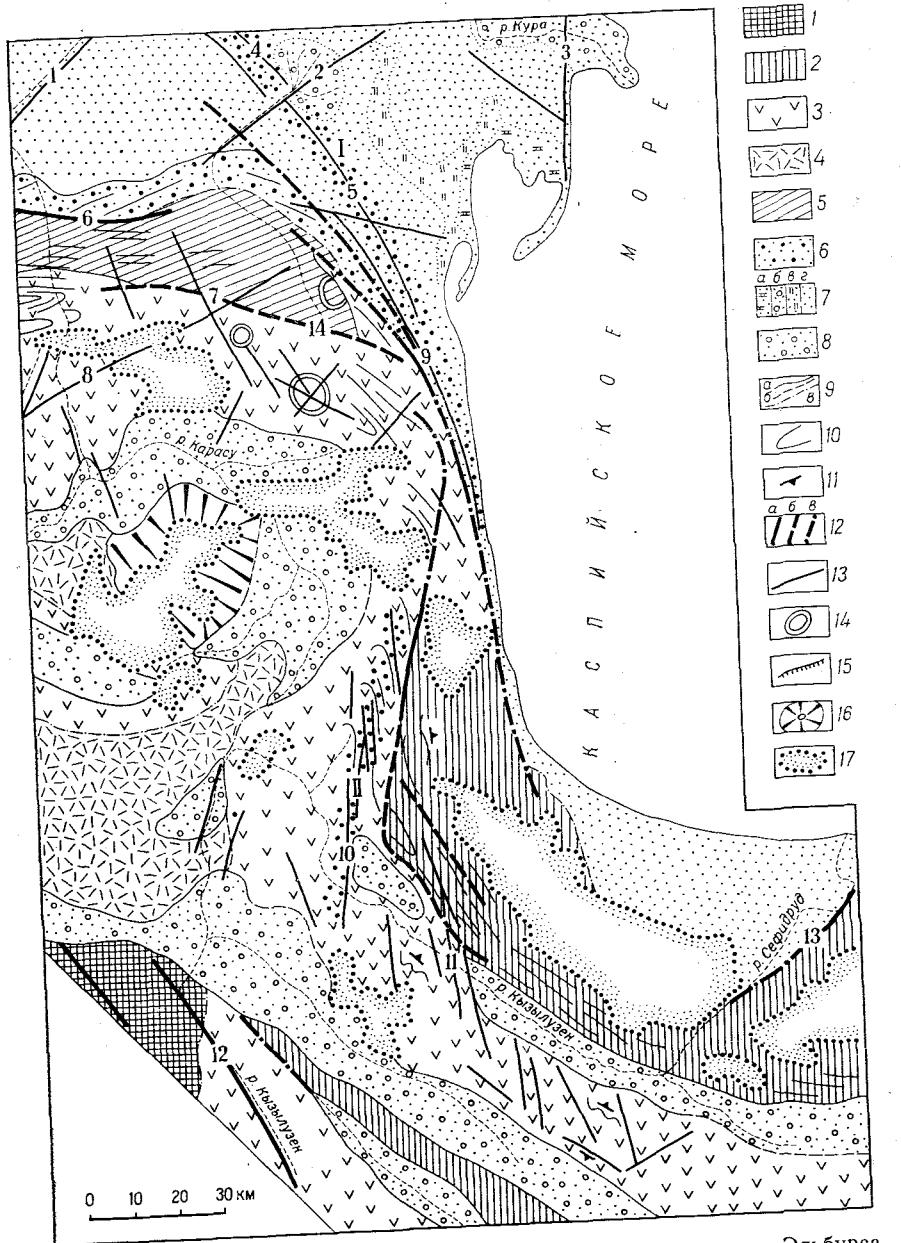


Рис. 14. Схема геологического дешифрирования КС Западного Эльбурса и Талыша

1 — байкальский комплекс; 2 — осадочные отложения мезозоя — палеозоя; 3 — вулканогенный комплекс палеогена; 4 — плиоцен-четвертичный вулканогенный комплекс; 5 — осадочные отложения палеогена (майкопская серия и верхи эоцена); 6 — молассовые отложения; 7 — четвертичные отложения: а — морские, б — аллювиальные, в — аллювиально-неогеновые; 8 — нерасчлененные молассовые отложения миоцена — четвертичные, г — нерасчлененные; 9 — геологические границы: а — уверенно дешифрирующиеся, б — предварительной системы; 10 — геологические границы: а — уверенно дешифрирующиеся, б — предварительной системы; 11 — элементы залегания; 12 — разрывы: а — уверенно дешифрирующиеся, б — предполагаемые, в — перенесенные с геологических карт; 13 — линеаменты; 14 — кольцевые формы рельефа; 15 — перенесенные с геологических карт; 16 — вулканы; 17 — граница облачности. Разрывы и линеаменты: 1 — Араксинский, 2 — Болгарчайский, 3 — Советабад-Яшиминский, 4—5 — Масаллы-Имишлинский, 6 — Хорузлудагский, 7—8 — Салаватский, 9 — Буроварский, 10 — Арпачайский, 11 — Шагрычайский, 12 — Кызылзунский, 13 — Сифидрудский, 14 — Тосанлы-Ленкоранский

основного состава (мощность до 7 км) имеют более темный фототон по сравнению с палеозойско-мезозойскими осадками Северного Эльбурса; отдельные пачки отличаются только по характеру рельефа; более крепкие из них, выступающие в рельефе, соответствуют туфоловым горизонтам. По хорошо заметным, особенно на северном склоне, пластовым фигурам устанавливается простой антиклинальный изгиб пород, ось которого примерно совпадает с вершинной частью хр. Зенджандаг; южное крыло более крутое. Западная часть хребта представляет собой отпрепарированную антиклинальную складку. Выходящие в своде довольно крупные (40×10 км) батолиты гранитоидов, изображенные на геологических картах этого района, на ПКС практически не отличаются от вмещающих вулканогенных пород палеогена.

Непосредственная граница Зенджанской зоны с зоной Северного Эльбурса не видна, так как она почти на всем протяжении перекрыта неоген-четвертичными молассовыми отложениями Кызылзунской депрессии. Последние дешифрируются по светлому фототону и слабой расчлененности; выделить же среди них дислокированные неогеновые образования и полого залегающие четвертичные непосредственно на ПКС нельзя. Южная граница Кызылзунской депрессии в целом ровная, в ряде мест нарушается коленообразными изгибами, вероятно связанными с РН.

В пределах рассматриваемой части Эльбурса, особенно в Зенджанской зоне, на ПКС видны многочисленные секущие линеаменты. Наиболее отчетливые из них имеют северо-западное простижение, диагональное к общей ориентировке структур; можно наметить также меридиональные и север-северо-восточные линеаменты. РН соответствующих направлений на известных нам геологических картах района не показываются, хотя вдоль отдельных линеаментов северо-западной системы на ПКС видны правосторонние смещения известняковых пачек. С одним из наиболее крупных линеаментов связано резкое восточное ограничение Кызылзунской впадины. В западном направлении по мере приближения к общему завороту Эльбурса линеаменты приобретают все более меридиональное простижение, сохраняя, таким образом, свою диагональность по отношению к общей ориентировке складок. В районе хр. Бобайришат, относящегося уже к Талышскому горному сооружению, они образуют правокулисную систему, вытянутую параллельно Талыш-Эльбурсскому изгибу.

Строение формаций, слагающих Талыш, лучше всего видно в его более обнаженной западной части. Наиболее древний комплекс — метаморфические породы байкальского возраста — характеризуется более темным фототоном по сравнению с вулканоген-

полагаемые, в — перенесенные с геологических карт; 10 — фотомаркирующие горизонты; 11 — элементы залегания; 12 — разрывы: а — уверенно дешифрирующиеся, б — предполагаемые, в — перенесенные с геологических карт; 13 — линеаменты; 14 — кольцевые формы рельефа; 15 — террасовые уступы; 16 — вулканы; 17 — граница облачности. Разрывы и линеаменты: 1 — Араксинский, 2 — Болгарчайский, 3 — Советабад-Яшиминский, 4—5 — Масаллы-Имишлинский, 6 — Хорузлудагский, 7—8 — Салаватский, 9 — Буроварский, 10 — Арпачайский, 11 — Шагрычайский, 12 — Кызылзунский, 13 — Сифидрудский, 14 — Тосанлы-Ленкоранский

ным палеогеном и мозаичной текстурой фотоизображения; в некоторых местах отмечаются округлые концентрические контуры, что вероятно, отвечает интрузивным массивам или гранито-гнейсовым куполам. Границы же кристаллических пород с перекрывающими образованиями мела — палеогена видны плохо.

Вулканогенно-осадочная формация палеоцен-эоцена имеет примерно тот же характер фотоизображения, что и вулканиты Зенджанской зоны, однако благодаря присутствию довольно мощных глинистых толщ горизонты туфоловавовых пород лучше обособляются в рельефе. Выходящие севернее флишоидные олигоцен-нижнемиоценовые отложения резко отличаются от вулканогенно-флишевой толщи по пониженному рельефу и тонкополосчатой текстуре фотоизображения.

Еще далее к северу выходят средне-верхнемиоценовые морские и континентальные образования, представленные известняками, песчаниками, глинами и конгломератами. В рельефе они образуют серию пологих, дробно расчлененных поперечными оврагами гряд, соответствующих горизонтам крепких пород. Судя по тому, что миоценовые гряды косо (под углом 20°) причленяются к широтно ориентированным слоям майкопа, можно предполагать существование продольного РН, разделяющего эти отложения. Наконец, наиболее молодые в разрезе морские и континентальные породы плиоцена отличаются от миоцена более низким рельефом и отсутствием видимой полосчатости фотоизображения, а от четвертичных отложений — более интенсивным горизонтальным расчленением.

Лесной покров, развитый на склонах северной и северо-западной экспозиций, а также хорошо заметные на снимках простирации пластов подчеркивают общие закономерности структурного плана Талыша, в частности его деление на две ветви: субширотную Астаринскую и Буроварскую северо-западного простирания. На КС хорошо видны структурное единство Буроварского антиклиниория с северо-западным отрезком Эльбурса и дискордантный характер зоны в целом по отношению к субширотной ветви. Эти особенности строения Талыша, недостаточно отраженные на тектонических картах, вероятно, свидетельствуют в пользу существенной роли правосдвиговой деформации при формировании Талыш-Эльбурсского изгиба. Косвенным признаком этого может служить также существенное преобладание в Западном Эльбурсе линеаментов север-северо-западного простирания, иногда смещающих вправостороннем направлении геологической границы.

В пределах самого Талыша по ПКС также удалось выявить ряд выраженных в рельефе тектонических линеаментов, группирующихся в две основные системы: северо-западную и северо-восточную. Первая из них главным образом совпадает с северо-восточным ограничением Талыша (Буроварская линеаментная зона); несколько небольших линеаментов этого направления, представленных прямолинейными ложбинами, отмечаются и в пределах широтного Астаринского антиклиниория. Не менее существенной

представляется вторая система, больше тяготеющая к северо-западному ограничению Талыша — к Нижне-Араксинскому приразломному прогибу северо-восточного простирания. Обе системы, таким образом, хорошо вписываются в Талышский клин и, повидимому, отражают направление (но не обязательно конкретное положение) ограничивающих его глубинных разломов. Крупнейший из северо-восточных линеаментов — Салаватский выражен системой хребтов и геоморфологических уступов. Судя по тому, что на более обнаженной территории Иранского Азербайджана в зоне данного линеамента дешифрируется тонкий клин более темных пород (возможно, меловые офиолиты), он представляет собой крупный разрыв со смещением.

В большом количестве на ПКС дешифрируются и продольные линеаменты субширотного и запад-северо-западного простирания, однако они могут соответствовать как РН, так и понижениям, сложенным более рыхлыми породами. Наиболее достоверную дизъюнктивную природу имеет Тосанлы-Ленкоранский линеамент, приуроченный к северному крылу Астаринского антиклиниория. На западе он представлен единой тонкой ложбиной, которая, судя по наложенности на субмеридиональную эрозионную сеть, имеет очень молодой (но древнее верхнечетвертичного) возраст и, вероятно, соответствует сейсмотектоническому нарушению. Характерно, что в данной области отмечаются эпицентры землетрясений. Судя по поведению в рельефе линии разрыва, сместитель, будучи крутым, слегка наклонен к югу. К востоку от Салаватского линеамента северо-восточного простирания Тосанлы-Ленкоранский линеамент выражен несколько иначе: здесь на его простирации находится прерывистая серия крупных продольных долин (наиболее восточной из них является долина р. Ленкоранчай), несомненно, более древнего (вероятно, среднечетвертичного) возраста. Почти на всем протяжении Тосанлы-Ленкоранский линеамент приурочен к контакту олигоценовых и эоценовых отложений. Относительно характера взаимоотношений этих толщ существуют две точки зрения. Согласно первой майкоп залегает с несогласием на эоцене и в ряде мест его срезает (рис. 15). По второй точке зрения [1] контакт везде согласный стратиграфический, и все заливообразные проникновения майкопа в поле выходе эоцена обусловлены поперечными РН. Хорошее соответствие дешифрирующихся на ПКС линеаментов (в том числе и поперечных) с границами контуров майкопа подтверждает вторую точку зрения, только с тем уточнением, что согласный для Талыша в целом контакт олигоцен-эоцен на северном крыле Астаринского антиклиниория может сопровождаться продольным разрывом.

Дешифрирование КС позволило выявить в пределах Талыша ряд округлых форм рельефа, морфологически выраженных правильными воронками, кольцевыми и полукольцевыми долинами и грядами и др. (на топографических картах правильная форма этих образований видна значительно хуже). Многие из них, главным образом воронки, располагаются над интрузивными массивами

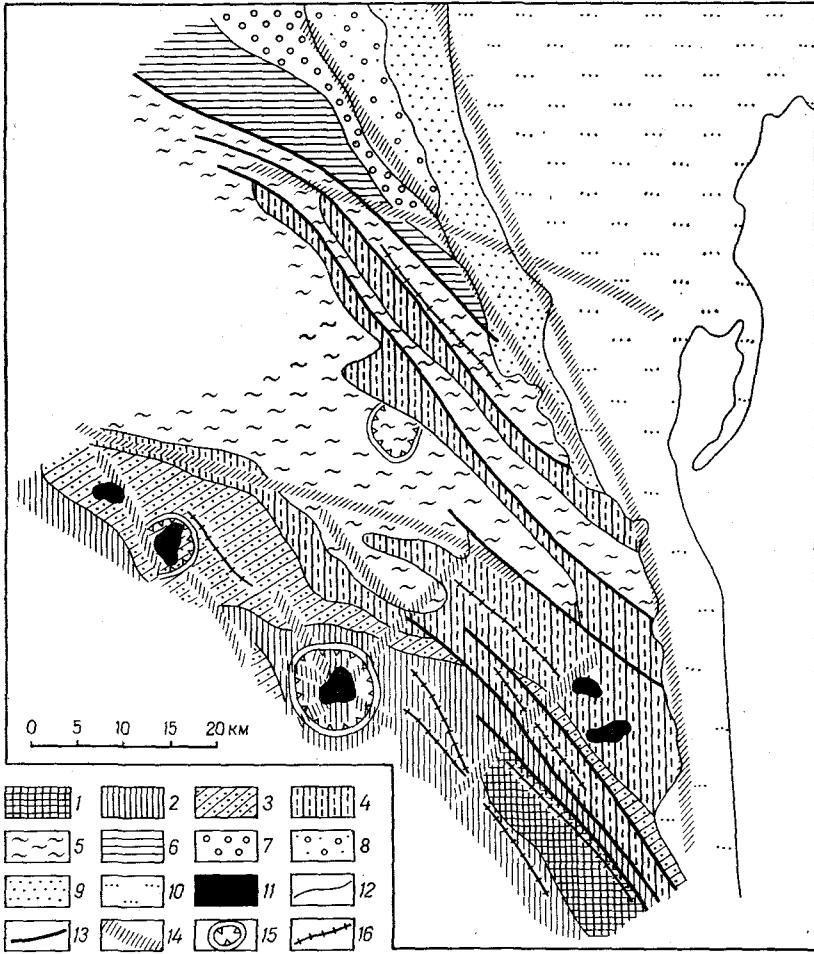


Рис. 15. Геологическая карта Талыша, совмещенная со схемой дешифрирования линеаментов и кольцевых структур (по Ш. Ф. Мехтиеву, А. С. Байрамову).
 1 — верхний мел — палеоцен; 2 — нижний эоцен; 3 — средний эоцен; 4 — верхний эоцен;
 5 — олигоцен — нижний миоцен (майкопская серия); 6 — средний — верхний миоцен; 7 — плиоцен;
 8 — нижний — средний плейстоцен; 9 — верхний плейстоцен; 10 — верхний плейстоцен — голоцен нерасчлененные; 11 — интрузии габброидов; 12 — геологические границы;
 13 — разрывы; 14 — отдешифрированные объекты; 14 — линеаменты, 15 — кольцевые
 формы рельефа, 16 — линии простирации пластов

ми; они образовались, вероятно, в результате размыва сильно раздробленных пород кровли. По-видимому, эти образования, раз они могут быть индикаторами неизвестных еще массивов магматических пород, заслуживают специального изучения.

На ТКС Талыша и Эльбурса (рис. 16) видны только основные особенности простирания этих складчатых сооружений. Границы тектонических зон, сложенных формациями разного состава и сте-

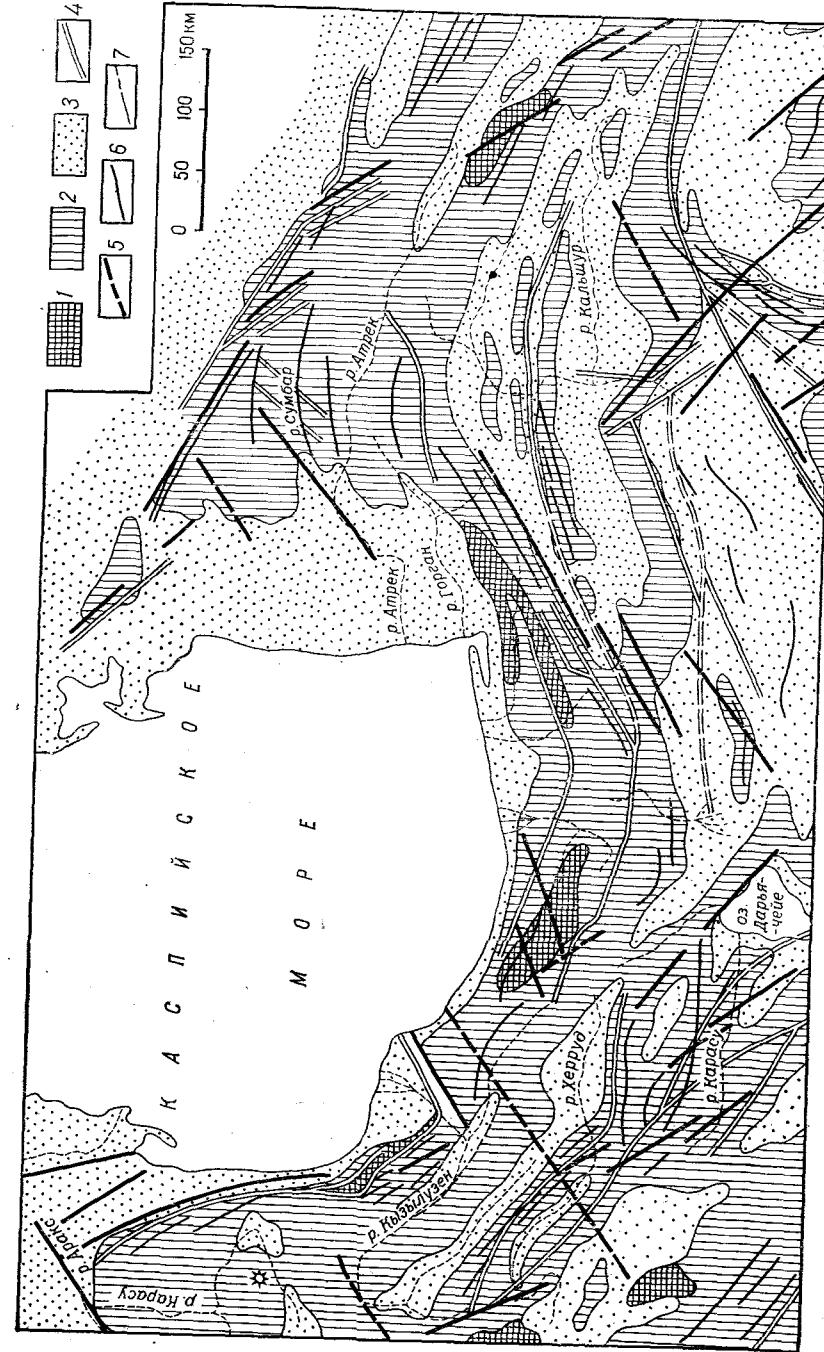


Рис. 16. Схема дешифрирования ТКС Эльбурса-Колпетдага. Составили М. Л. Копп и Л. М. Расцветаев.
 1 — выступы основания; 2 — склачательные отложения палеозоя — мезозоя; 3 — молассовые отложения неогена — четвертичной системы; 4 — разрывы (перенесенные с геологических карт); 5 — линеаменты; 6 — линеаменты комплексов; 7 — линии простирания

пени дислоцированности, практически не различаются; отчетливо видны только горные сооружения, имеющие более темный фототон, и разделяющие их межгорные впадины. Хорошо дешифрируются все крупнейшие диагональные и поперечные разрывы и наиболее крупные линеаменты, выявленные по ПКС. В восточной части Эльбурса по ТКС выделено несколько новых линеаментов главным образом северо-восточного направления. Один из них соответствует известному РН, пересекающему Эльбурс севернее г. Кереджа.

Туркмено-Хорасанская складчатая область

Расположенная на стыке Альпийского орогенического пояса и Туранской эпигерцинской плиты Центральной Евразии Туркмено-Хорасанская складчатая область является весьма интересным объектом для геологического дешифрирования космоснимков благодаря своим благоприятным ландшафтно-климатическим и геолого-геоморфологическим особенностям. Настоящий раздел построен на материалах дешифрирования высококачественных черно-белых ПКС с ДОС «Салют-4», охватывающих территорию Западно-Туркменской впадины с прилежащими участками Западного Копетдага и Центральный — Восточный Копетдаг с прилегающими с юга, севера и востока территориями. Вместе с тем анализировались и телевизионные снимки с АМС «Метеор» и «ERTS», охватывающие территорию Центральной Евразии или отдельные ее части.

На ТКС Туранской плиты выявляются наиболее крупные морфоструктурные элементы платформенного чехла и рассекающие их линеаментные зоны (часть этих зон изображена на схеме линеаментов восточной части Средиземноморского пояса, см. рис. 34). Среди последних резко преобладают зоны северо-западного и (реже) северо-восточного простираций. Особенности структуры плиты отображаются на КС обычно довольно тонкими различиями фототона, связанными с ландшафтно-гидрогеологическими особенностями различных типов поверхностных отложений и морфоструктур.

На ТКС Туркмено-Хорасанского мегантиклиниория по особенностям фотоизображения различаются две основные зоны: Аладаг-Биналудская и Копетдагская. Первая, находящаяся на непосредственном продолжении Эльбурса, характеризуется сравнительно однородной, слегка пятнистой текстурой фотоизображения и очень неясно выраженной ориентировкой структурных элементов. Зона отличается сравнительно светлым фототоном, обусловленным широким распространением в ее пределах засоленных молассовых отложений. Плотным фототоном выделяется здесь только Мешхедский выступ фундамента, крепкие породы которого образуют высокий и сильно расчлененный хребет, покрытый растительностью. Иной характер фотоизображения имеет Копетдагская зона, сложенная мелководными терригенно-карбонатными осадками верхней юры — палеогена. Развитые здесь крупные, сравнительно простые складки стратифицированных осадочных толщ создают от-

четливо заметную на КС полосчатость (антиклинали имеют, как правило, более плотный фототон). На ТКС отчетливо видны все три основных направления складчатых структур Копетдага (субширотные, северо-западные и северо-восточные) и некоторые наиболее крупные структуры (например, Главная Передовая антиклиналь и обрезающая ее с севера система Главного Копетдагского шва). Многие крупные дизъюнктивные системы Копетдага (Главный Копетдагский и Кучано-Мешхедский разрывы, Шарлоук-Ходжакалинская и Шорджа-Гокчинская шовные зоны) дешифрируются в виде линеаментов; на снимках хорошо видны их юго-восточные продолжения в пределах Биналуда.

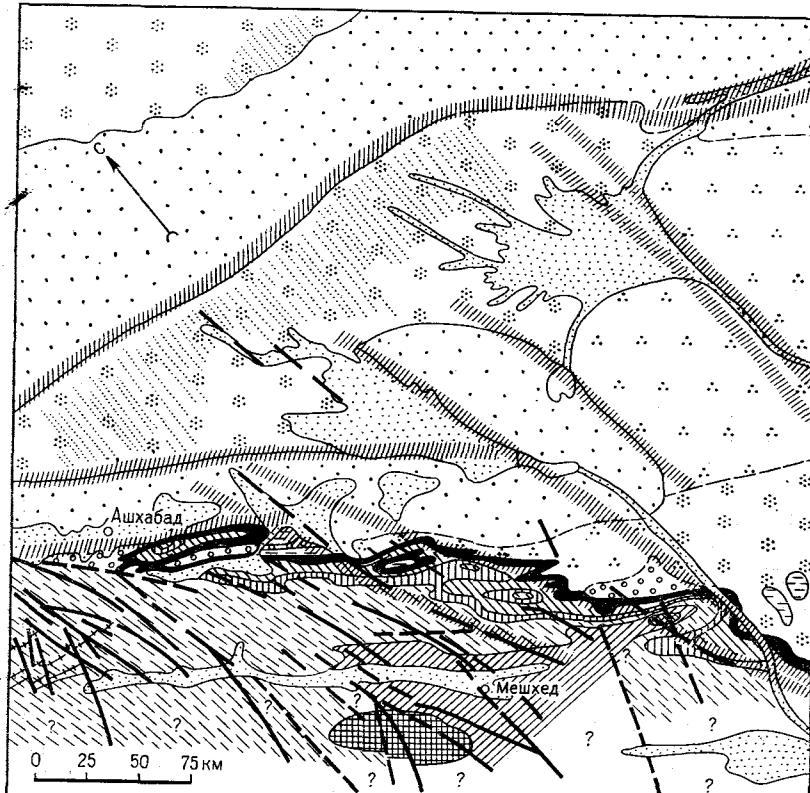
Значительно более полная геологическая информация получена при дешифрировании прямых космических фотоснимков Южной Туркмении и смежных частей Северного Ирана, полученных с ДОС «Салют-4» (рис. 17, 18). На этой серии фотоизображений, обладающих высокой разрешающей способностью, дешифрируются такие важные черты геологического строения территории, как основные фотогеологические стратиграфические комплексы, конкретные элементы складчатой структуры и отдельные крупные геологические разрывы. Описание результатов дешифрирования этой серии ПКС мы начнем с Восточно-Копетдагского региона и смежных с ним областей*. На рис. 17 изображен один из снимков этой серии, охватывающий следующие геоструктурные зоны Южной Туркмении и Северного Ирана: Аладаг-Биналудскую антиклинальную систему — серия крупных относительно пологих складок, ядра которых сложены доюрскими образованиями, а крылья — породами юры, мела и неогена; Атрек-Кешефрудскую зону межгорных долин и депрессий — пологого изогнутая к северу депрессионная система, в пределах которой новейшие отложения несогласно ложатся на различные горизонты юры, мела и палеогена; область внутренних складок Копетдага — пучок линейных складок меловых и юрских пород, образующий пологий изогнутую выпуклую на север дугу и осложненный серией продольных и диагональных разрывов; область краевых складок Копетдага, включающую Предгорную, Промежуточную и Передовую складчатые зоны с разделяющими их Главным и Предгорным структурными швами (обнажены породы от юры до неогена); приосевую часть Предкопетдагского прогиба (мезо-кайнозойский чехол имеет мощность до 12—14 км); северное крыло Предкопетдагского прогиба и смежную часть южного склона Туранской плиты («Бахардокская моноклиналь»). Три последние зоны сложены с поверхности пологим чехлом четвертичных отложений, испытавшим сильную эоловую переработку.

В мезозойских и кайнозойских отложениях этого региона выделяется серия литолого-тектонических комплексов, обладающих

* В дешифрировании этих ПКС и описании фотогеологических комплексов принимала участие А. С. Бирман.

Рис. 17. Космический снимок территории Туркм. ССР ДОС «Салют-4» (масштаб 1 : 2 500 000) и схема его дешифрирования. Составили Л. М. Расцветаев, А. С. Бирман (на схеме отдешифрирована и западная часть соседнего восточного снимка).

1—13 — основные фотогеологические комплексы: 1 — аллювиально-пролювиальный позднеплейстоцен — голоценовый, 2 — аллювиально-пролювиальный средне-позднеплейстоценовый, 3 — пролювиальный плеистоценовый нерасчлененный, 4 — плиоцен-ранне- (средне?) плеистоценовый морской и континентальный (2—4 как правило, с эоловой переработкой в голоцене — позднем плеистоцене), 5 — неогеновый молассовый, 6 — юоцен-олигоценовый пелитовый, 7 — маастрихт-палеоценовый карбонатно-терригенный, 8 — турон-сенонский карбонатно-мергельный, 9 — апт-сеноманский терригенный, 10 — мальм-неокомский, преимущественно карбонатный, 11 — рэт-лейасовый глинисто-сланцевый, 12 — триасовый вулканоген-но-осадочный, 13 — домозойский кристаллический (мешхедский массив); 14 — разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 15 — зоны предполагаемых глубинных разломов; 16 — предполагаемые трещины и мелкие разрывы; 17 — геологические границы (а) и маркирующие горизонты (б)



1	2	3	4	5	6	7	8
15	16	17	18	19	20	21	22
23	24	25	26	27	28	29	30
31	32	33	34	35	36	37	38
39	40	41	42	43	44	45	46

различными фотограмметическими особенностями. Охарактеризуем их вкратце (снизу вверх по разрезу).

Триасовый (позднегерцинский, по И. Штеклину и И. Набави) комплекс сложен сильно смятыми в предюрское время песчаниками, конгломератами, сланцами, углистыми породами, изверженными и вулканогенными породами. Для него характерен довольно плотный темно-серый фототон с неясно выраженной пятнистостью, связанный с наличием мелких участков освещенных, возможно, карбонатных пород на фоне более темных образований.

Нижне-среднеурский фотогеологический комплекс характеризуется серым фототоном. Нижняя часть его, представленная темными глинистыми сланцами и конгломератами с прослойями угля, отличается довольно однородной текстурой фотозображения. Для верхов этого комплекса, сложенных плотными

известняками и песчаниками и образующих более крутой и расчлененный рельеф, характерна четко выраженная штриховая текстура фотозображения.

Мальм-неокомский фотогеологический комплекс, представленный плотными пелитоморфными, орогенными или оолитовыми известняками, приурочен к наиболее высокогорным и сильно расчлененным участкам региона с куэстовым рельефом. Он отличается темно-серым, почти черным плотным фототоном; бронированные склоны куэст, расчлененные слабее, имеют однородную или штриховую текстуру фотозображения, а обрывистые части куэст характеризуются тонкой полосчатостью — результат чередования пород разной плотности. В некоторых участках на общем темном фоне очень резко выделяется маркирующий горизонт светлых оскольчатых мергелей верхнего баррема — апта, подчеркивающий детали строения отдельных структур.



Апт-сеноманский фотогеологический комплекс, сложенный глауконитовыми сравнительно мягкими песчано-аргиллитовыми породами, характеризуется однородным плотным фототоном серой и темно-серой окраски. Меньшая по сравнению с неокомскими прочность пород приводит к образованию сглаженных форм рельефа с дендритовым рисунком гидросети, на фоне которых выделяются гривки более твердых (а на снимке и более темных из-за теней, отбрасываемых обрывами) песчано-карбонатных пород. Четкая полосчатость приурочена к верхним — сеноманским — частям разреза, где преобладают плотные породы с резко выраженной ритмичностью строения. На крутых склонах отмечается штриховая (параллельная) текстура фотоизображения.

Турон-нижнеастрихтский фотогеологический комплекс, представленный известняками и мергелями, отличается белым и светло-серым фототоном, на котором выделяются еще более яркие белые полоски (маркирующие горизонты известняков кампанского и сantonского ярусов). Лишь отдельные части разреза имеют более темные окраски, что связано с горизонтами темноцветных (обычно глинистых) пород и с приуроченной к ним

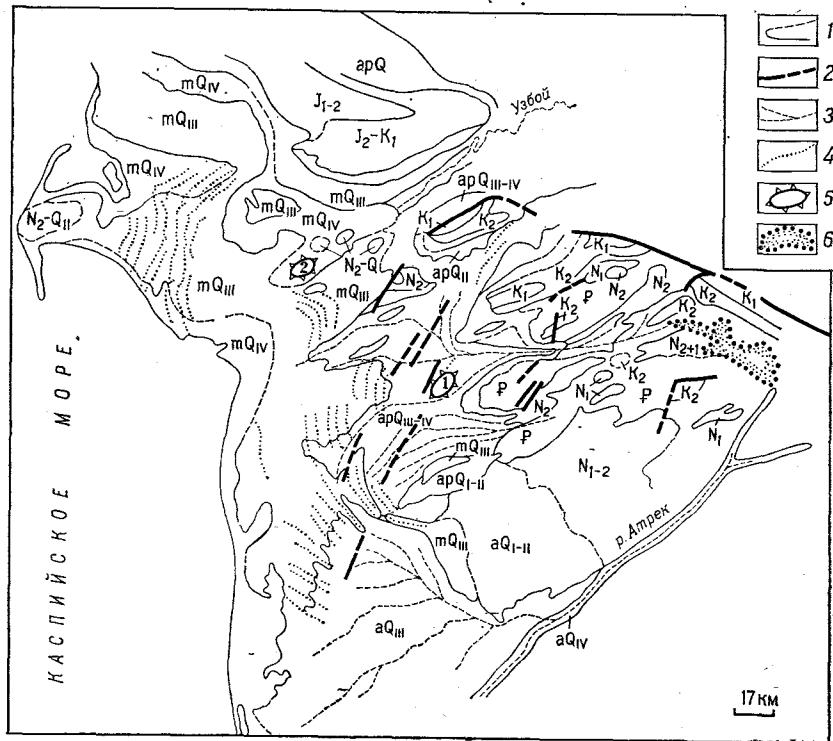


Рис. 18. Космический снимок юго-западной части Туркмении с ДОС «Салют-4» (масштаб 1 : 2 500 000) и схема его дешифрирования. Составил М. Л. Коноп

1 — геологические границы; 2 — разрывы; 3 — водотоки; 4 — песчаные гряды; 5 — неизвестные ранее локальные структуры (1 — Арфадагская, 2 — Южно-Монжукинская); 6 — граница облаков.

растительностью. Следует отметить тонкоштриховую текстуру fotoизображения, местами параллельную, местами остроугольную.

Верхнемаастрихт-палеоценовый фотогеологический комплекс, как правило, выделяется весьма отчетливо. Представленный крепкими песчано-карбонатными породами, он образует среди подстилающих и перекрывающих отложений маркирующий горизонт темно-серого (до черного) фототона с тонко-полосчатой внутренней текстурой.

Эоцен-нижнемиоценовый фотогеологический комплекс сложен толщей монотонных глин (морских зелено-цветных в эоцен-олигоцене, красноцветных в миоцене). Отложения эти сильно элювированы; в рельефе им обычно соответствуют понижения, имеющие сильно расчлененный рельеф типа «бедленд» с хорошо развитой дендритовой эрозионной сетью. Комплекс имеет светлый фототон — серый, светло-серый, реже белый.

Неогеновый фотогеологический комплекс — красноцветные континентальные и прибрежно-континентальные алевро-

литы, песчаники и конгломераты мощностью от 200 м до 1,5–2 км. Разделяются несогласиями на серию разновозрастных комплексов, в разной степени дислоцированных и различающихся по фотограмметрической характеристике. На ПКС эта толща характеризуется темным фототоном средней плотности, полосчатым (в дислоцированных участках) или пятнистым (в участках полого залегания) рисунком фотоизображения.

Четвертичные континентальные отложения залегают субгоризонтально и подразделяются на комплексы различного возраста и генезиса. В пределах Копетдага и во внутренних депрессиях (Кучано-Мешхедская долина) наблюдаются серии аккумулятивных или цокольных террас, сложенных аллювиально-пролювиальными образованиями нижнего, среднего, позднего плейстоцена и голоцен. На ПКС почти повсеместно удается выделить пролювий по крайней мере двух генераций — более молодой (тускло-темный фототон в обводненных участках и ярко-белый — в засоленных), условно позднеплейстоцен-голоценовый, и более древний (ранне-среднеплейстоценовый). В области платформенных возвышенностей Бадхыза, Карабиля и Юго-Восточных Каракумов эти комплексы слагают большие площади, причем наблюдается не менее двух генераций молодых дельт Теджена и Мургаба (Q_{III} и Q_{IV}), вложенных в обширное поле более древних отложений с характерной ячеистой текстурой фотоизображения (правильная сетка светлых пятен на темном, однородном, реже полосчатом фототоне). Последние, видимо, соответствуют древнему аллювию рек Теджен и Мургаб (IV–VI террасы, нижний — средний плейстоцен?).

Четвертичные отложения Низменных Каракумов подразделяются на два фотогеологических комплекса: более древний сильно расчлененный с поверхности комплекс с отчетливо выраженным линейно-полосчатым контрастным рисунком фотоизображения (огромное поле внутри так называемого Бахардокского блока и участок Заунгузских Каракумов с близповерхностным залеганием заунгузской свиты) и относительно более молодой, наложенный на первый, характеризующийся расплывчатым, неяснопятнистым светло-серым фототоном (субширотное рукавообразное поле к югу от Унгуза и севернее Бахардокского линеамента). На поверхности обоих комплексов широко развиты процессы эоловой аккумуляции и дефляции, однако облик эоловых образований резко отличен в каждом комплексе, что и служит основным ДП для разделения комплексов по характеру фотоизображения. Видимо, эоловые ландшафты этих полей предопределены литологическими, структурными и текстурными различиями слагающих их четвертичных толщ аллювиально-пролювиального генезиса.

По данным буровых и геолого-геоморфологических исследований четвертичные отложения Низменных Каракумов подразделяются на древний аллювий (каракумская свита и ее возрастные аналоги; мощность до 340 м, возраст нижний — средний плейсто-

цен) и молодые пролювиально-эоловые образования, переходящие западнее в морские пески хвалынской трансгрессии. Рисовка этих толщ на геологических картах, однако, сильно отличается от контуров выделенных выше фотогеологических комплексов, дешифрируемых на КС.

На ПКС с ДОС «Салют-4» отчетливо дешифрируется Копетдаг и прилегающие к нему с востока, севера и юга территории. Сопоставление материалов космической fotosъемки с анализом наземных геологических и топографических карт позволяет существенно уточнить структуру северной части Туркмено-Хорасанских гор, что особенно важно для Южного Копетдага и смежных с ним сооружений Аладаг-Биналуда, Паропамиза и Банд-и-Туркестана, слабо изученных наземными геологическими маршрутами. Интересные данные получены и для равнинной части Туркмении, геологическая структура которой замаскирована мощным чехлом рыхлых осадков и изучается в основном буровыми и геофизическими методами. На ПКС распознаются следующие черты геологического строения территории (см. рис. 17).

Распространение разновозрастных формаций. В горно-складчатой области четко дешифрируются меловые отложения, образующие серию полос, хорошо отличающихся по плотности фототона. Наиболее темным тоном характеризуются мальм-неокомские известняки, образующие ядра антиклиналей на Копетдаге и южный склон Мешхедского массива. Эта карбонатная толща окаймляется узкой яркой полосой светлых пород — «оскольчатые мергели» верхнего баррема — нижнего апта; их перекрывает мощная толща «глауконитовых песчаников» (апт — сеноман), также характеризующаяся темным, но менее глубоким фототоном и иногда отчетливой расслоенностью. Высокая отражательная способность мергелей и мергелистых известняков определяет большую яркость фототона верхнемеловых отложений (турон — маастрихт, «белый мел»), что особенно важно при расшифровке структуры Западного и Юго-Восточного Копетдага. В пределах последнего образования белого мела более глинисты и перекрываются мощной толщей кварцевых и известковистых песчаников, содержащей красноцветные континентальные прослои и пачки (карбонатно-терригенная формация маастрихта — палеоценена). Темные полосы, соответствующие этим образованиям, усиливаются обычно густыми тенями, поскольку плотные песчаниковые пачки этой формации почти везде образуют высокие и хорошо отпределенные скалистые куэсты, возвышающиеся над окружающим рельефом на десятки или сотни метров. Континентальные образования неоген-антропогена, а также глинистая толща эоцен-олигоцена характеризуется разными оттенками серых тонов, причем в предгорных и межгорных областях удается дешифрировать весьма сложную картину фациальных соотношений внутри рыхлого чехла, частично отражающую особенности геологической структуры более глубоких горизонтов.

Среди четвертичных отложений, слагающих Низменные Каракумы, выделяется несколько крупных и, по-видимому, разновозрастных комплексов. В зоне Репетек-Чешминского глубинного разлома более молодой (средне-позднеплейстоценовый?) комплекс осадков образует долинообразную полосу, наложенную на более древний структурно-аккумулятивный рельеф (ранний — средний плеистоцен?) Бахардокского и Заунгузского блоков. Характерная особенность этого более древнего рельефа — рассеченность пород сложной сетью субмеридиональных трещин и разломов, определяющая линейный крупногрядовый эоловый рельеф поверхности и своеобразную текстуру фотоизображения.

Складчатые структуры. Благодаря хорошей обнаженности и отчетливой фотограмметрической индивидуализации отдельных толщ мезо-кайнозойского разреза в горной части региона хорошо дешифрируются на ПКС складчатые структуры разного масштаба и морфологии. В восточной части Копетдага отчетливо дешифрируются крупные субширотные складки Каахкинского предгорного блока (Гяурская, Келятская, Ишляирская и Безымянная антиклинали с нижнемеловыми известняками в ядрах и разделяющие их Манышская, Нефтекелятская и Агабекская синклинали, выполненные верхнемеловыми и третичными отложениями) и обрамляющие его структурные швы (Главная, или Муздеранская, и Предгорная, или Восточно-Копетдагская, региональные флексуры, сочленяющиеся с Северной и Центральной надвиговыми системами). В ядре Бадхызской (Пиревешской) антиклинали дешифрируется так называемый «выход Ахдарбанд» — единственный в Копетдаге выход позднегерцинского (?) складчатого основания, представленный дислоцированными вулканогенно-осадочными породами нижнего — среднего триаса (И. Штеклин). Западнее этой структуры дешифрируются обрывки крупных складок, сложенные юрскими и неокомскими отложениями и слагающие как осевую зону Южного Копетдага, так и смежную часть Кучано-Мешхедской депрессии. На южном борту последней, в южной части снимка (см. рис. 17, а), отчетливо выделяется темное пятно Мешхедского массива, сложенного доюрскими породами и отделенного от более северных зон офиолитовыми породами так называемого «комплекса Виранни». Последний прорван мезозойскими гранитоидами с изотопным возрастом 140 млн. лет и перекрыт базальными конгломератами юрского возраста. К югу от Мешхедского офиолитового шва развиты субплатформенные палеозойские образования гондванского типа, характерные для внутренних зон Восточного и Центрального Ирана; этот шов, по-видимому, является естественной южной границей Копетдагского складчатого сооружения. Северной его границей является система Главного Копетдагского разлома. Вдоль серии тектонических швов, слагающих эту крупную, хорошо дешифрируемую на ПКС структуру, развита высоко приподнятая Передовая антиклинальная зона, ядро которой сложено неокомскими известняками. К югу от нее прослеживается цепочка внутригорных депрессий, приуроченная к Главной («Ба-

харден-Ашахабдской») синклинальной зоне Центрального Копетдага и маркируемая светлыми полосами верхнего баррема и тура-сенона, разделенными темной полосой алт-сеноманских терригенных образований. Эти же отложения маркируют и сложную складчато-разрывную структуру Арчман-Нухурского тектонического узла, представляющего собой северо-западную гирлянду фестончатых и брахиморфных складок субширотного или северо-восточного простирания и кулисного взаимного расположения. Наконец, в крайней западной части дешифрируемой серии снимков наблюдается погружение всех этих отложений и структур под верхнемеловые, палеогеновые и неогеновые отложения Западно-Копетдагской депрессии, северный и юго-восточный борта которой имеют прямолинейные очертания и, по-видимому, флексурно-разломную природу.

Севернее Главного Копетдагского разлома дешифрируются серия более мелких складок Предгорной тектонической зоны, а также погруженные антиклинальные зоны южного борта Предкотедагского прогиба. Среди последних особенно четко выделяются Эларват-Арчманская и Каахкинская зоны, представляющие собой субширотные цепочки локальных поднятий, сложенные на поверхности позднечетвертичными отложениями, на глубине неогеновыми и более древними (вплоть до меловых) породами. Кзылбайракское поднятие, являющееся осевой складкой Каахкинской антиклинальной зоны, представляется нам весьма перспективной локальной структурой для поисков нефти и в особенности горючего газа. Восточнее выделяются Дарахбейт-Хангиренская и Даулетабадская антиклинальные зоны, содержащие крупные газовые залежи и аналогичные Каахкинской зоне как в структурном, так и литолого-стратиграфическом отношениях.

Трассировка разломов и крупных трещинных систем. Картирование РН в одних случаях производится здесь с полной несомненностью (Келятский, Тырновский, Душакский надвиги; Кызылкаинский, Дегерменджикский и Бакчинский сдвиги и серия сдвигов на их продолжении в Южном Копетдаге; Главный Копетдагский разлом), причем иногда удается определить на ПКС характер и амплитуду смещения (правый сдвиг до 4—6 км ядра Главной синклинали вдоль разрывов Гермабской зоны и до 1—3 км — вдоль некоторых других сдвигов Центрального Копетдага). В других случаях разрыв сплошности устанавливается определенно, но амплитуда и тип РН непосредственно не выявляются (субпродольные разрывы Южного и Юго-Восточного Копетдага). В некоторых случаях фиксируются лишь сами структурные линии, но характер смещения по ним не выявляется. Чаще всего это либо крупные трещины, либо разрывы с незначительными смещениями, не выходящими за пределы области распространения единого по характеру фотоизображения комплекса. Такие РН показаны на рис. 17 пунктиром; достоверность их резко возрастает, если они на продолжении более отчетливых дизъюнктивных систем. Наконец, по рисунку фотоизображения на снимках Восточ-

ного и Южного Копетдага выделяются несколько прямолинейных зон шириной 2—5 км, вдоль которых не фиксируется четких разрывов сплошности горных пород или смещений геологических формаций, однако дизъюнктивная природа которых вполне вероятна.

В области развития сплошного четвертичного покрова дешифрируются прямолинейные зоны и полосы (преимущественно северо-западного и субширотного простираний), отделяющие друг от друга различные фациальные комплексы и генерации четвертичных отложений; некоторые из них следуют вдоль зон глубинных разломов, установленных по буровым и геофизическим данным. Иногда эти полосы достигают значительной ширины (до 2—5 км и более), охватывая прямолинейные участки долин (Мургабский, Восточно-Тедженский разломы) или зоны сочленения разновозрастных толщ (Ербентский и Западно-Тедженский разломы). Часто эти полосы расположены на прямом продолжении РН или шовно-флексурных зон горной области (Резванруд-Кешефрудской, Восточно-Копетдагской и Паропамиз-Пирешевской). Все это позволяет считать, что глубинные швы активно влияют на распределение четвертичного покрова в области аккумуляции и могут с успехом дешифрироваться по изменениям особенностей строения и фациального состава четвертичных отложений.

Специального изучения, на наш взгляд, заслуживают тонкие и протяженные прямолинейные штрихи субмеридионального простирания, с поразительным однообразием и постоянством рассекающие огромные территории Низменных Каракумов. Штрихи эти соответствуют крупным линейным грядам песчаных массивов. Анализ этих образований привел нас к выводу о структурно-тектонической природе крупногрядового рельефа Бахардокского и Заунгусского песчаных массивов. Об этом говорят: а) строго линейный рисунок фотоизображения; б) параллелизм системы крупных песчаных гряд и Теджен-Мургабской системы глубинных разломов, в) резкое перекрытие областей крупногрядового рельефа более молодыми песчаными образованиями Унгусской долины и молодых дельт Теджена и Мургаба, г) преобладание северо-западных (а не меридиональных, как этого требует концепция золового происхождения гряд) преобладающих ветров в этих областях. Все это позволяет связывать происхождение крупногрядового рельефа Бахардокского и Заунгусского массивов с макротрециноватостью четвертичных и более древних толщ. Вероятно, наличие крупных и, возможно, зияющих трещин создает здесь благоприятные гидрогеологические, геоботанические и в конечном счете геоморфологические условия для золовой седиментации вдоль определенного структурного направления, вне зависимости от ориентировки преобладающих ветров и уклонов земной поверхности.

На основании дешифрирования ПКС уточнена сеть региональных разломов Южной Туркмении и смежных областей. Протяженные линеаментные зоны обрамляют с юга и севера Бахардокский блок; крупные швы расположены вдоль Тедженской и Мургабской долин, а также на продолжениях Восточно-Гяурской

и Восточно-Копетдагской флексурно-сдвиговых систем. К югу от Южно-Бахардокского шва и параллельно ему располагается предполагаемый Ашхабадский разлом, ограничивающий с севера круто наклоненные пролювиальные равнины низменных предгорий Копетдага.

Еще более четкие системы разломов дешифрируются в пределах Туркmeno-Хорасанского складчатого сооружения. На продолжении Асельминской, Чаекской и Гермабской сдвиговых зон располагаются диагонально-сдвиговые швы, косо рассекающие складчатые цепи Южного Копетдага и Кучано-Мешхедскую долину и смещающие вправо отдельные элементы рельефа и складки. Параллельные им правые сдвиги незначительной амплитуды и протяженности фиксируются севернее Ширвана. Продольные разрывы (правые взбросо-сдвиги?) отмечаются вдоль бортов Кучано-Мешхедской долины.

Выявленный по космическим и наземным данным общий структурный рисунок Восточного и Центрального Копетдага характеризуется сочетанием структур субширотного и северо-западного простираний. В результате такого сочетания складчатая область Копетдага и Бинауда вместе с разделяющей их Кучано-Мешхедской депрессией оказывается разбитой на серию ромбовидных блоков, последовательно смещенных вправо и в разной степени надвинутых к северу. Западнее, в пределах Аладага и Западного Копетдага, появляются системы северо-восточных швов (левый сдвиг?), и картина блоковых смещений приобретает зеркально-симметричный характер.

Весьма интересным объектом для применения космофотогеологического метода является и Западно-Туркменская впадина — не только из-за меньшей изученности строения ее поверхности, но и в силу значительной трудности его изучения обычными наземными методами. Многие довольно резкие границы комплексов четвертичных отложений и структурные неоднородности на местности бывают слабо заметны из-за нечеткой выраженности в ландшафте. Анализ же КС и АС позволяет многие такие границы выделить по фототону, характеру горизонтального расчленения и другим (см. рис. 18) ДП. Дешифрирование позволило уточнить конфигурацию эрозионной сети на подгорной равнине западного погружения Копетдага, выяснить геоморфологическое строение солончака Келькор, изучить внутреннюю структуру ряда песчаных массивов и благодаря полученным данным предположительно выделить ряд погребенных локальных поднятий.

В пределах Западно-Туркменской впадины уверенно опознаются на снимках следующие комплексы отложений: а) дислоцированные морские песчано-глинистые осадки плиоценена — баку по темному фототону и интенсивной расчлененности (местами изображение полосчатое из-за слоистости), б) недислоцированные морские песчаные отложения хазарского-новокаспийского возраста по темно-серому (более светлому) фототону и барханно-грядовому рельефу поверхности; в области развития новокаспийских

отложений отмечается сильная пятнистость фототекстуры, обусловленная белыми пятнами солончаков и темными — озер и болот, в) лагунные и озерные глинистые отложения новокаспийского возраста, развитые в Келькорском солончаке — по темному фототону и концентрическому рисунку древних береговых линий; засоленное современное днище палеолагуны выделяется по ярко-белому фототону, г) аллювиальные отложения новокаспийского возраста р. Узбой — по светлому (за исключением самого русла) фототону и изгибам меандра и стариц, д) аллювиально-дельтовые отложения среднеплиоцен-голоценового возраста р. Атрек — по веерообразному расхождению водотоков; при этом могут быть выделены как минимум четыре генерации дельты, е) аллювиально-пролювиальные песчано-глинистые отложения плейстоцена — голоцен, развитые на подгорных равнинах Копетдага и Большого Балхана — по веерообразно-струйчатому рисунку гидросети (при этом могут быть выделены две возрастные генерации, отличающиеся фототоном: темно-серая — Q_{I-II} и светлая — Q_{III-IV}).

Как известно, подавляющее большинство локальных поднятий Западно-Туркменской впадины так или иначе выражены в структуре земной поверхности. Однако ландшафтное выражение их весьма разнообразно, и каких-либо общих для всего района дешифровочных признаков локальных складок наметить нельзя. Да и распознаются на КС данного масштаба далеко не все известные локальные поднятия, а лишь меньшая их часть.

Лучше всего дешифрируются складки Прибалханской зоны (Челекен, Монжукулы, Карапепе, Кумдаг, Боядаг и др.) по темному фототону, связанному с задернованностью и сильной расщепленностью, прямоугольному и радиально-центробежному рисункам гидросети и в некоторых случаях — по концентрическому расположению слоев (Каратафе, Монжукулы). Однако поскольку конэрэзионные поднятия прекрасно выражены в рельфе и геологическом строении местности, вряд ли следует рассчитывать на возможность уточнения их структуры (и тем более обнаружения) по КС.

Среди кондендационных структур, почти не выраженных в рельфе, легче выделяются расположенные на подгорной равнине, так как в ряде случаев они определяют направление водотоков и интенсивность производимого ими расчленения. Так, по различным гидографическим аномалиям распознаются: Южно-Боядагское поднятие — по радиально-центробежному расположению водотоков, Южно-Иссуинское — по огибанию протоков р. Гяур и более интенсивной горизонтальной расщепленности, Западно-Зирикское — по локальному увеличению глубины врезов, Западно-Аладагское — по радиальному расхождению водотоков и огибанию руслом рч. Кемендере. Кондендационные структуры, расположенные на песчаных массивах и выраженные на местности пологими увалами песков, на КС могут быть распознаны лишь в некоторых случаях — по небольшому увеличению плотности фототона (Кызылкумское, Гограньдагское, Экизакское поднятие), но в целом дешифрируются плохо. Расположенное в той же ландшафтной зо-

не Камышлджинское поднятие, напротив, имеет светлый фототон, так как к своду его приурочена крупная дефляционная котловина с солончаками.

В результате предварительного дешифрирования КС было намечено несколько контуров, которые могут соответствовать не выявленным ранее локальным поднятиям. Однако часть из них при полевой проверке была исключена, и в итоге рекомендуются два объекта для дальнейших поисковых работ.

Арфадагское поднятие (см. рис. 18, 1) находится в районе северной центриклинали Шахманского прогиба, около возвышенности Арфадаг. На КС это сильно вытянутый овал северо-восточного простирания, выделяющийся более темным фототоном среди светлого аллювия-пролювия Q^2_{III-IV} . В районе объекта увеличивается дробность горизонтального расчленения, кроме того, становится глубже врез русел, некоторые протоки Гяура отклоняются в стороны предполагаемых периклиналей. Все эти признаки свидетельствуют о существовании либо антиклинали, либо структурной террасы, ограниченной на северо-западе разрывом или флексурой.

При полевой проверке результатов дешифрирования оказалось, что заметные на КС темные линии отвечают раннехвальским береговым валам, сложенным песками. Переотложение этих песков склоновыми процессами и временными водотоками обусловило их распыление на значительные площади, что, в свою очередь, определило большую плотность фототона данного участка по сравнению со светлой поверхностью аллювиально-пролювиальной подгорной равнины. Присутствие более древних — раннехвальных образований среди осадков Q^2_{III-IV} уже само по себе является признаком антиклинальной структуры.

В рельфе местности данный участок выглядит в виде пологого увала в несколько метров высотой, заметного лишь по увеличению глубины вреза русел. Овраги в западном направлении постепенно врезаются все глубже, профиль дна довольно резко выполаживается, и они заканчиваются конусами выноса. Это приводит к предположению о наличии РН северо-восточного простирания с поднятым юго-восточным крылом.

Следует отметить, что уже предполагалось существование в данном районе локальных структур. Х. Д. Дурдыев выделил здесь Арфадагскую структуру, но на карте ее показал в 2—3 км восточнее и придал ей круглую форму. По данным же дешифрирования видно, что структура сильно вытянута в северо-восточном направлении. Несколько молодых складок примерно в этом же районе отмечали Т. П. Иванова и В. Г. Трифонов.

Южно-Монжукийское предполагаемое поднятие находится на южном борту Кызылкумского прогиба, в 4 км юго-западнее возвышенности Монжукулы. На КС оно представляется собой небольшой (длина 4—5 км, ширина 2 км), очень правильный и четко ограниченный овал светлого фототона среди темных лагунно-озерных отложений южного «залива» Келькорского шора.

Последние сильно обводнены, и можно полагать, что светлая окраска овала обусловлена осушением его поверхности. Учитывая, однако, что признаки, по которым выделено предполагаемое поднятие (овальная форма и светлый фототон), могут быть конвергентны, здесь требуются дополнительные доказательства его антиклинальной природы.

Такую дополнительную информацию дали аэровизуальные и наземные исследования. Объект представлен чрезвычайно пологой возвышенностью высотой порядка 3—4 м, которую можно даже не заметить на местности. Более светлая окраска возвышенности по сравнению с остальной частью Келькорского шора обусловлена ее осушенностью. В отличие от окружающего пространства возвышенность дробно расчленена радиальными водотоками; при этом эрозионная сеть очень сильно разветвлена (3—4 порядка притоков). Овраги имеют хорошо разработанные продольные профили и пологие стенки. Интересной особенностью является наличие многочисленных мелких грифонов и сальз; многие источники пересохли, но от них остались следы в виде дендритовых потоков солей, выделяющихся ярко-белой окраской на местности. Около источников отмечаются охристые корочки ожелезнения, которые могут свидетельствовать о неглубоком залегании коренных отложений. При аэровизуальных наблюдениях заметно, что в центре холма выходят красные глины, резко отличающиеся по окраске от окружающих темно-бурых глин Келькорского шора. По литологическим свойствам они более всего похожи на бакинские отложения.

Рассмотренные данные показывают соответствие рассматриваемого объекта конэрозионной структуре с амплитудой по верхним горизонтам не менее 30—50 м. Поднятие может быть перспективно на поиски газа, так как находится в непосредственной близости от Кызылкумского газового месторождения и, возможно, представляет собой его структурное осложнение.

Центральный и Восточный Иран

Обширная территория Центрально-Иранского междугорья, разделяющая Эльбурс-Копетдагскую и Загросскую складчатые системы, отличается от последних прежде всего мозаичным рисунком фотоизображения, обусловленным менее четкой ориентированностью структур, блочным строением и широким развитием моласс. Среди развитых здесь донеогеновых отложений по ТКС иногда различаются: 1) метаморфические породы докембрия — юры (высокий рельеф, однородная или мозаичная текстура, иногда темный фототон); 2) флишевые и сланцевые юрско-меловые отложения (тонкая полосчатость, связанная с линейными складками, сравнительно светлый фототон) и 3) вулканогенные породы палеогена (слабо намечающаяся продольная полосчатость, относительно неглубокое расчленение, часто темный фототон). Проследить же эти

толщи на площади практически невозможно из-за сильной конвергенции дешифровочных признаков.

Анализ ТКС почти не дал новой информации о геологическом строении района, но вместе с тем позволил обнаружить ряд довольно расплывчатых, но очень протяженных (до 500 км) линеаментов. Наиболее крупный — Бирджент-Шахрудский линеамент северо-западного простирания. В южной части ему соответствует диагональный отрезок хр. Кух-и-Келат, отвечающий антиклинали по меловым отложениям, севернее же он прослеживается на коленообразный изгиб северного борта впадины Деште-Кевир, к которому приурочено несколько третичных складок северо-западного простирания. Подтверждена также система линеаментов северо-восточного простирания, впервые выделенная здесь В. Д. Скарятыным [59].

В пространственном распределении линеаментов отмечается определенная закономерность: они, хотя и грубо, но вписываются в складчатые дуги, причем места пересечения разных систем линеаментов примерно соответствуют участкам максимальных изгибов дуг и их кульминаций в продольном сечении.

Интересные результаты дает анализ ПКС, захватывающих самую восточную часть Центрально-Иранского междугорья, где выделяются следующие тектонические единицы (с запада на восток): 1) Керман-Тебесская парагеосинклинальная зона с ларамийским возрастом основной складчатости, 2) Лутский срединный массив, имеющий фундамент байкальского и раннекиммерийского возраста, 3) позднеальпийская Восточно-Иранская эвгеосинклинальная зона (см. рис. 1 и рис. 19). На юге эти меридиональные тектонические единицы плавно огибаются субширотными структурами, тяготеющими к складчатому сооружению Загроса-Мекрана.

Керман-Тебесская зона сравнительно хорошо изучена и характеризуется наибольшей полнотой разреза. Строение зоны подробно освещено в опубликованных Иранской геологической службой работах М. Набави, А. Руттнера, Р. И. Штёклина, Р. Хукриде и др. В течение всего палеозоя и мезозоя она испытывала почти непрерывное прогибание, сопровождавшееся накоплением мелководных терригенных и карбонатных осадков мощностью 8—9 км. Наиболее мощные палеозойские осадки (4—6 км), по данным А. Руттнера и М. Набави, накапливались в двух узких приразломных прогибах: Найбендском и Зарандском, разделенных приподнятым Тебесским блоком. Молассоидные отложения венда и нижнего палеозоя представлены красноцветными песчаниками, аргиллитами и алевролитами, реже известняками. В составе верхнего палеозоя присутствуют более тонкие породы, известняки, доломиты и глины; терригенные осадки, представленные красноцветными песчаниками, встречаются лишь в девоне. В кровле верхнего палеозоя и низах триаса повсеместно встречаются мощные пачки доломитов и коралловых известняков.

В конце триаса палеозойские прогибы испытали инверсию и слабое складкообразование. Отложения нижней — средней юры

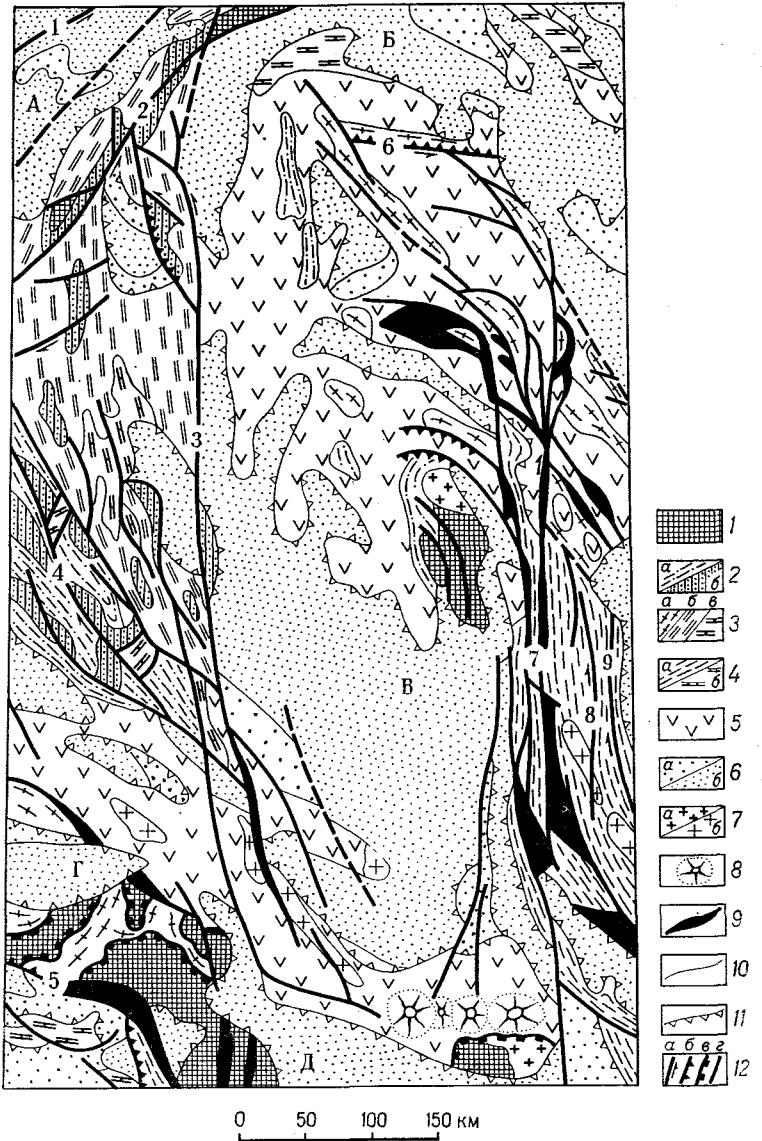


Рис. 19. Тектоническая карта Восточного Ирана. Составлена на основе геологических карт м-бов 1 : 250 000 и 1 : 2 500 000 и материалов космических съемок.

1—4 — геосинклинальные комплексы: 1 — претерпевшие складкообразование и метаморфизм в раннекиммерийскую и более древние эпохи, 2 — дислоцированные в позднекиммерийскую и австрийскую эпохи (а — сланцевая угленосная формация рята — лейаса Зарапандской подзоны, б — карбонатная и эвапоритовая формация палеозоя — среднего триаса Керман-Тебесской зоны), 3 — дислоцированные в ларамийскую эпоху (а — флишевая и б — вулканогенно-флишевая формации мела — палеогена Восточно-Иранской зоны), 4 — дислоцированные в савскую и штирийскую эпохи: а — терригенные, б — карбонатные; 5—6 — орогенные комплексы: 5 — вулканогенная формация сложного состава (палеоген), 6 — молассовая формация (а — нижняя моласса, миоцен, б — верхняя моласса, плиоцен —

представлены песчано-сланцевой толщей, повсеместно начинающейся с конгломератов. Центр прогибания в юрское время сместился в сторону ранее устойчивого Тебесского блока. Обширная трансгрессия, имевшая место в поздней юре и раннем мелу, привела к накоплению карбонатной толщи, состоящей из мергелей, глин, а в верхней части также рифовых известняков. Общая мощность юрских и неокомских отложений в Керман-Тебесской зоне достигает 2,5 км.

Осадки мела отчетливо делятся на две части: терригенный апт — сеноман (песчаники, иногда конгломераты) и карбонатный турон — маастрихт (мергели, известковистые глины, известняки). В верхах разреза встречаются пачки рудистовых известняков. Общая мощность меловых образований к западу от сел. Найбенд достигает 1 км, однако по направлению к хребтам Шотори и Кухбенан она уменьшается до 100—200 м. Породы мела с несогласием перекрываются толщей грубых конгломератов палеоцена («керманские конгломераты»), содержащих гальку палеозоя и мезозоя. Эти конгломераты, так же как и перекрывающие их вулканогенные породы эоцена, распространены лишь на краях Керман-Тебесской зоны, в особенности вдоль границы ее с Лутской впадиной. Редко встречаются и отложения неогена, представленные континентальной молассой (видимая мощность до 500 м).

Структура Керман-Тебесской зоны формировалась длительно. Первые складкообразовательные движения имели место уже в раннекиммерийское время. Рост складок Зарапандского и Шоторийского антиклиниориев продолжался в австрийскую тектоническую эпоху, отмеченную предсеноманским несогласием. Однако структуры, образовавшиеся в мезозое, были пологими, и основное формирование складок и разрывов происходило в ларамийскую и позднеальпийскую эпохи. Тектоническая активность сохранялась и в течение всего четвертичного периода, о чем свидетельствуют деформации плейстоценовых отложений в зонах разломов и значительная сейсмичность.

Изученные ПКС охватывают южную часть Керман-Тебесской зоны (рис. 20). На них выделяются крупнейшие комплексы осадков, соответствующие одной или нескольким стратиграфическим системам. Палеозойские образования, характеризующиеся темным фототоном, глубоко расчленены. В верхней части разреза повсеместно прослеживается выступающая в рельфе светлая пачка, соответствующая известнякам пермо-триаса. Песчано-сланцевые отложения нижней — средней юры дешифрируются по довольно темному фототону; развитый на них рельеф мягкий и слабо расчлененный (характерны частые тонкие гряды, соответствующие выступа-

квартер); 7 — гранитоиды (а — доальпийские, б — альпийские); 8 — конусы четвертичных вулканов; 9 — оphiолиты и мелани; 10 — границы комплексов; 11 — границы межгорных впадин; 12 — разрывы (а — сдвиги, б — надвиги, в — покровы, г — с неустановленным характером перемещения). Орогенные впадины: А — Депите-Кевирская, Б — Немекская, В — Лутская, Г — Гавкунийская, Д — Джез-Муринская. Крупнейшие РН (цифры на карте): 1 — Дорунехский, 2 — Чах- и Сорбский, 3 — Найбендский, 4 — Кухбенанский, 5 — Загросский, 6 — Фердоусский, 7 — Сейстанская зона РН, 8 — Омарский, 9 — Горийский

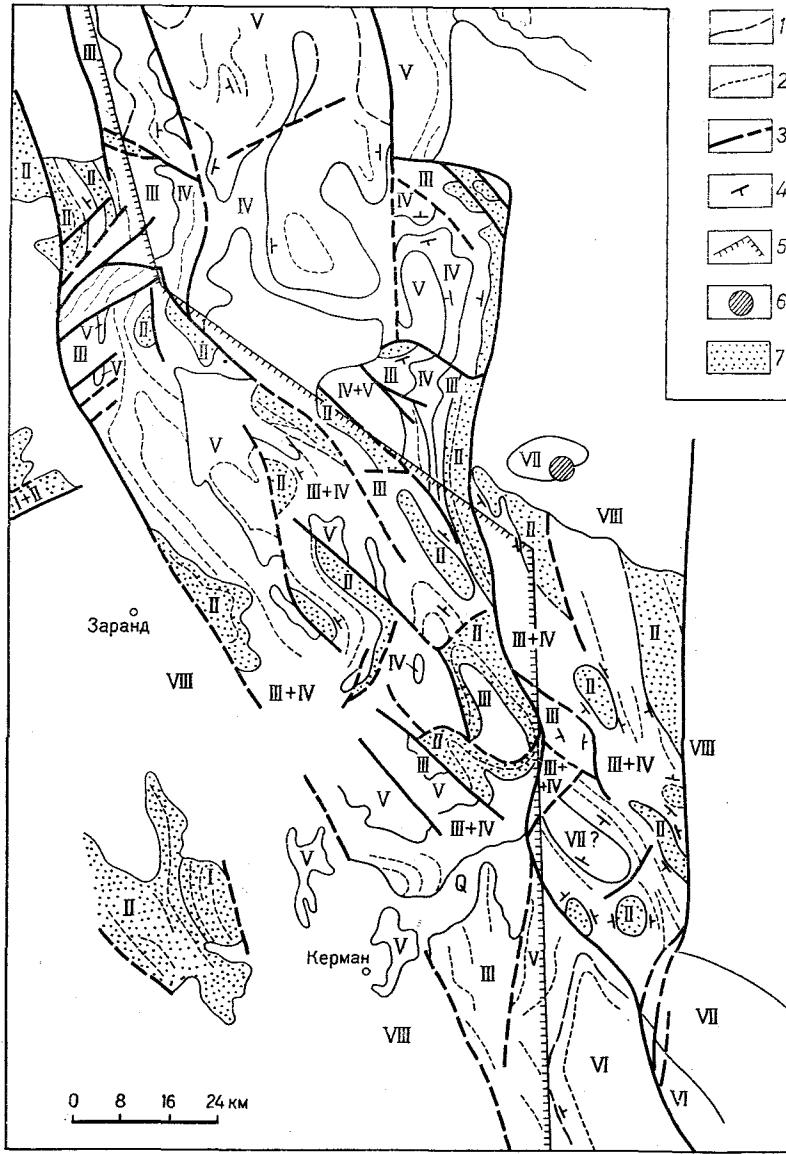


Рис. 20. Утренний космический снимок южной части Керман-Тебесской зоны со спутника «Джемини-6» (22 августа 1965 г., 9 час. 00 мин. местн. времени; м-б 1 : 800 000) и схема его дешифрирования

1 — геологические границы; 2 — маркирующие горизонты; 3 — разрывы; 4 — элементы залегания; 5 — граница использованной геологической карты; 6 — предполагаемый соляной шток; 7 — выходы докембрия и палеозоя. I — докембрий, II — палеозой — средний триас, III — верхний триас — додгер, IV — малый неоком, V — мел, VI — палеоген, VII — неоген, VIII — квартер

ющим пачкам песчаников). Более высокий рельеф развит в участках выхода мальм-неокомских образований, выделяющихся также светлым фототоном. Известняковые пласты мела повсеместно образуют светлые бронирующие поверхности. Хорошо дешифрируются отложения палеогена (темный фототон, дробно расчлененный рельеф бедлендового типа и видимое отсутствие слоистости).

Во многих местах стратиграфические комплексы все же не удается выделить из-за сильной дислоцированности или значительно сходства ДП некоторых интервалов разреза. Так, в изолированных выходах почти не различаются между собой известняково-доломитовые толщи, характерные для верхов палеозоя, средней юры и мела. Как правило, нечетко выражены на снимках эвало-



риты венда — нижнего палеозоя, а также молассовые образования палеоцена и неогена.

Следует отметить весьма сильную изменчивость ДП в зависимости от времени суток, когда сделан ПКС. Так, на снимке, полученному в дневное время летом, т. е. при почти прямом угле солнечного освещения, отчетливо прослеживаются различия фототона, но из-за отсутствия теней резко снижена объемность изобра-

жения рельефа; вследствие этого на ПКС почти не видны бронированные антиклинали в восточной части района. Обратная картина отмечается для ПКС, снятого рано утром: на нем пропадают естественные тоновые различия (например, не выделилась светлая толща мальма — неокома), но резко гипертрофируется фотографическая контрастность рельефа, в результате чего выделяются такие важнейшие для геологического дешифрирования элементы, как бронированные структуры, гряды, пластовые треугольники.

В результате изучения ПКС, снятых в различных условиях, удалось разобраться в некоторых особенностях геологического строения южной части Керман-Тебесской зоны. Новые данные были получены главным образом по восточной, наименее изученной части этой территории, где в нашем распоряжении имелась только геологическая карта м-ба 1 : 2 500 000, опубликованная в 1957 г. Здесь внутри поля юрских отложений выделено несколько выходов палеозоя, приуроченных к куполовидным антиклиналям с броней из пермо-триасовых карбонатных пород, а южнее обнаружено крупное поле палеогеновых вулканогенных пород. На ПКС отчетливо трассируются тектонические разрывы. Крупнейший из них — Найбендский — виден в качестве крутого уступа, отделяющего сложно дислоцированные палеозойско-mezозойские образования от четвертичных. В северной части района Найбендский разрыв прослеживается среди четвертичных отложений. К западу от Найбендского выделилось другое параллельное ему крупное РН, не изображенное на геологической карте м-ба 1 : 2 500 000. В западном его крыле выходят палеозойские и юрские отложения, а в восточном — меловые. Оба меридиональных разрыва продолжаются на юг вплоть до Урмия-Дохтарского вулканического пояса.

Лутский срединный массив, отделенный от Керман-Тебесской зоны Найбендским разрывом, на поверхности сложен пологодислоцированными вулканогенными и молассовыми отложениями кайнозоя. В центральной части массива восточнее сел. Дах-Сельм выходят сильно метаморфизованные образования предположительно палеозойского возраста, концентрически окаймляющиеся более молодыми — юрскими и меловыми осадочными отложениями. Этот метаморфический комплекс, по данным И. Штеклина и его соавторов [89], делится на две части: нижнюю, сложенную чередующимися мраморами и амфиболитами, и верхнюю сланцево-филлитовую. Верхний предел возраста этих образований датируется несогласным перекрытием их апт-альбскими известняками, в нижней части содержащими гальку метаморфических пород. Определение абсолютного возраста, проведенное Д. Мохафезом, показало еще более древний — средне-позднетриасовый возраст метаморфизма. Исходные породы, таким образом, должны быть не моложе палеозойских.

Помимо метаморфических пород в пределах Лутского массива найдены также отдельные незначительные выходы неметаморфизованных пермо-триасовых образований в фациях, характерных

для восточной части Керман-Тебесской зоны. Значительно шире распространяются юрские отложения, обрамляющие метаморфическое ядро Дах-Сельма.

В нижней части (лейас — доггер) присутствуют песчано-сланцевые породы (мощность 1 км), содержащие растительные остатки. В отдельных местах они перекрыты массивными известняками с верхнеюрской фауной. Почти везде отмечается интенсивные деформации юрских отложений; крутые линейные складки имеют широтное и северо-западное простирания в центре массива и меридиональное в северо-западной его части. В районе гор Шах-Кух юрские отложения интруированы крупным массивом биотитовых гранитов. Меловые (апт-альбские и маастрихтские) осадки представлены главным образом орбитолиновыми и рудистовыми известняками сокращенной (несколько сот метров) мощности. Они дислоцированы значительно положе юры и в основании содержат базальные конгломераты с галькой гранитов и метаморфических пород.

Докайнозойские толщи Лутского массива в целом плохо диагностируются на ПКС (рис. 21). Это обусловлено недостаточной их обнаженностью, а также сильной фациальной изменчивостью и наличием многочисленных несогласий. В ряде случаев фациальные границы, имеющиеся внутри толщ, на КС видны отчетливее, нежели стратиграфические контакты. Некоторые характерные ДП разнотипных комплексов горных пород все же установлены при сопоставлении ПКС с геологической картой [89]. Гранитный массив Шах-Кух (на рис. 21, 1) выражен относительно светлым фотоном и мегатрециноватостью, четко выраженной в рисунке эрозионной сети. Метаморфические породы фундамента характеризуются заметной линейностью, обусловленной простирациями крепких пачек и продольными РН. Нижняя толща мраморов, содержащая прослои амфиболитов, имеет более темный фотон по сравнению со сланцами. Однако на участке к северу от Дах-Сельма (2) темная окраска исчезает, хотя на геологической карте полоса нижней толщи здесь не выклинивается, а наоборот, расширяется. Поскольку карта составлена весьма детально, приходится предположить, что данное изменение окраски имеет фациальную природу и, возможно, связано с исчезновением амфиболитов.

Среди осадочных пород в ряде мест можно выделять пачки светлых известняков нижнего и верхнего мела, образующие пологие куэсты (3). Дислоцированные сланцы юрской системы характеризуются равномерным серым фотоном и тонкополосчатой текстурой фотоизображения. Присутствующие в них прослои основных лав выделяются отчетливыми полосками (4).

Обнаружение в пределах Лутского массива дислоцированных отложений раннего мезозоя и палеозоя в тех же фациях, что и в Керман-Тебесской зоне, имеет важное значение, поскольку оно доказывает единство структурного плана и истории этих ныне разобщенных тектонических областей. Обе они испытали одновозрастные тектонические деформации, однако отличием Лутского массива



Рис. 21. Схема геологического дифференцирования КС Лутского массива и Восточно-Иранской зоны. Составили М. Л. Колп и И. И. Сонин.
1 — геологические границы; *a* — отчетливо дифференцирующие горизонты; *b* — предполагаемые, *c* — перенесенные с геологических карт; 2 — фациальные трапеции; 3 — фотомаркирующие горизонты; 4 — оси складок; *a* — синклинальных, *b* — антиклинальных, *c* — разрывов; 5 — антиклинальные трапеции; 6 — синклинальные трапеции; 7 — линии простираций; 8 — зоны трещин; 9 — контуры некоторых округлых структур неясной природы; 10 — элементы залегания; 11 — гранитоиды, несомненно неясной природы; 12 — олифиты, меланж; 13 — диабазы в верхнемеловом флише; 14 — темноокрашенные участки внутри вулканической толщи палеогенового возраста; 15 — кремнистый флиш с радиоляритами; 16 — граница Восточно-Иранской флишевой зоны. Цифры 1—20 — см. объяснение в тексте

ва является более широкое площадное распространение киммерийских движений и весьма слабое проявление ларамийских. Окончательное разделение этих участков наступило на рубеже мела и палеогена, когда Керман-Тебесская зона вступила в орогенный этап развития, а в Лутском массиве продолжалось прогибание, сопровождавшееся наземным андезито-дацитовым вулканизмом. Очевидно, это было связано с растяжением в пределах возникшего восточнее вулканогенно-флишевого прогиба, и Лутский массив в палеогене представлял собой промежуточную ступень между этими прогибами и воздымющейся Керман-Тебесской зоной.

Палеогеновые образования налегают с региональным несогласием на мезозойские и начинаются с базальных конгломератов. Они представлены плохо стратифицирующейся толщей андезито-дацитовых вулканических пород континентального генезиса мощностью от нескольких десятков метров до километра. В низах разреза в некоторых местах присутствуют пачки известняков нижнего — среднего эоцена. Верхний возрастной предел вулканической толщи неизвестен; предполагается, что она формировалась в течение всего палеогена и, может быть, миоцена [89]. В составе вулканического комплекса преобладают туфы, встречаются и лавовые потоки; в некоторых местах среди вулканогенных пород присутствуют экструзивные купола, сложенные микродиоритами и хорошо раскристаллизованными дацитами.

На ПКС вулканогенная толща характеризуется отсутствием линейности и мозаичностью рисунка фотоизображения. Как показало сравнение КС с геологической картой, отдельные темные участки отвечают субвулканическим штокам (5, 6). Но кроме них имеются обширные темные пятна (7, 8) неясной природы. Скорее всего они отвечают поросшим растительностью возвышенностям, но не исключено и их соответствие выходам более основных пород.

Палеогеновые отложения дислоцированы еще более полого по сравнению с верхнемеловыми и часто залегают горизонтально. В центральной части массива преобладает широтная ориентировка палеогеновых складок, согласная с простиранием мезозоя к северу от метаморфического ядра Дах-Сельма. В северо-западной части массива по КС выявлена система линеаментов субмеридионального и северо-западного простираций, примерно параллельных восточной границе Керман-Тебесской зоны. В районе сел. Хусф (9) отчетливо видно торцовое сочленение двух взаимно перпендикулярных структурных направлений. Все эти особенности наглядно видны на ПКС и практически не отражены на геологических картах.

Наиболее молодые — неоген-четвертичные отложения Лутского блока представлены молассами. Ввиду небольшой мощности и локального распространения эти породы разделяются очень плохо; хорошо видна только общая граница моласс с подстилающими образованиями.

Восточно-Иранская флишевая зона по особенностям своего строения и развития резко отличается от мезозойд Центрального Ирана, под которыми мы понимаем Керман-Тебесскую зону и обрамление метаморфического ядра Дах-Сельма. Флишевый прогиб существовал сравнительно недолго (поздний мел — палеоген) — в то время, когда Керман-Тебесская зона испытывала складкообразование и орогенное поднятие. Формационный набор очень однообразен и представлен терригенно-флишевой и вулканогенно-флишевой формациями, находящимися в довольно сложных и в целом неизученных соотношениях. В качестве характерных элементов присутствуют также радиоляриты и глубоководные мергели и известняки; к последним приурочены немногочисленные находки определимой микрофауны. Магматические породы представлены главным образом диабазами и их туфами; во многих местах, особенно около крупных РН, присутствуют тела ультраосновных пород. Общая мощность флишевого комплекса составляет от 7 до 10 км.

Осадки Восточно-Иранской зоны сильно дислоцированы и в ряде мест метаморфизованы. Простые открытые складки составляют здесь исключение; наиболее характерные виды структурных форм — неполные (фрагментарные) складки, тектонические линзы, чешуи. Широкое распространение имеет тектонический меланж.

Перечисленные признаки заставляют классифицировать Восточно-Иранскую зону как типичную эвгеосинклиналь. Некоторые исследователи считают, что она возникла из океанического рифта, образовавшегося в результате растяжения и раскола Ирано-Афганского микроконтинента [89, 90].

От соседних тектонических единиц Восточно-Иранская зона отделена региональными РН. Наиболее крупная серия тесно сближенных глубинных РН, сопровождающихся офиолитами, приурочена к западному ограничению зоны. К северу от метаморфического ядра Лутского массива РН расщепляются и, дугообразно изгибаясь, принимают субширотное направление. Выходящие здесь в непосредственном контакте с флишем метаморфические породы дах-сельмского комплекса и юрские сланцы надвинуты на флиш. Северо-западная граница зоны проблематична. Вероятнее всего, она должна совпадать с отмеченными нами на ПКС участками резкого изменения структурного плана палеогена. Имеющаяся здесь субмеридиональная ориентировка, по-видимому, соответствует простирианию киммерид, а торцовое сочленение свидетельствует о разрывном характере границы и в этом месте.

Свообразная форма Восточно-Иранской зоны в плане — сигмоида, огибающая Лутский массив, — неоднократно приводила исследователей к предположению о правосдвиговом характере ее меридионального отрезка. Существование значительных (10—12 км) правосторонних смещений вдоль некоторых меридиональных разрывов на хр. Пеленган было доказано полевыми работами [83].

Много сведений о строении Восточно-Иранской зоны дает анализ ПКС (см. рис. 21).

Прежде всего обращает внимание группа тесно сближенных субмеридиональных РН, расположенных вдоль границы с Лутским массивом. В северном направлении РН расщепляются и принимают северо-западное направление, образуя виргацию типа «конского хвоста». Необходимо отметить, что на геологической карте Ирана масштаба 1 : 2 500 000 РН показывались только в южной части этой полосы. Теперь стало очевидным, что полоса разрывов прослеживается далеко на север на расстояние порядка 200—250 км, вплоть до Немекской впадины. Отдельные тектонические швы дешифрируются в виде резких, почти прямых (или плавно изогнутых) линий, выраженных на местности ложбинами или уступами. Приконтактовые зоны иногда подчеркнуты линзами офиолитов, отчетливо отличающихся от окружающих пород темным фототоном и резкими ограничениями. Офиолитовые тела ориентированы параллельно или под некоторым углом к основному сместителю и иногда образуют эшелонированные гирлянды с правой кулисностью (10 на рис. 21). Исключительная «фотогеничность» ультраосновных пород позволила кое-где выделить их в тех местах, где они не были известны (11). В ряде мест вдоль РН видны горизонтальные подвороты, а в одном участке (12) отмечено смещение узкой синклинали, сложенной нуммулитовыми известняками эоценена, на расстояние порядка 10—15 км.

Полоса долготных разломов разделяет Восточно-Иранскую флишевую зону на две части: юго-восточную, в пределах которой флишенакопление продолжалось от мела до конца олигоцена, и северо-западную, замкнувшуюся в конце позднего мела. Северо-западная часть, находящаяся в районе населенных пунктов Бирженд и Мейган, характеризуется особенно сильными деформациями, интенсивность которых в целом увеличивается к югу, в сторону метаморфического ядра Лутского массива. Так, если в районе Бирженда (13) на ПКС отчетливо различаются субширотные простириания темных пачек вулканических пород, то южнее (14, 15) тектонический меланж дешифрируется в виде однородной светло-серой массы, в которой «плавают» разобщенные линзы темных диабазов и гипербазитов; при этом изометричные тела струйчато обтекаются линиями простириания.

В пределах юго-восточной части Флишевой зоны поля меланжа приурочены к ее западному краю. Четко опознаваемые тектонические линзы гипербазитов позволяют детально закартировать по ПКС многочисленные ветвящиеся тектонические швы меридионального простириания. В некоторых местах они пересечены (возможно, и смешены) меньшими по протяженности субширотными РН (16, 17). Остальная территория характеризуется изоклинально-чешуйчатой структурой флишевых толщ, выраженной на ПКС тонкими линиями простирианий темных и светлых пачек. В осевой части флишевой зоны здесь находится цепочка крупных гранитных батолитов, хорошо заметных на ПКС по светлому фото-

тону и остроугольно-решетчатому рисунку мегатрещин. Наиболее хорошо дешифрируется западный массив, в плане имеющий форму правильного овала. На востоке он пересечен субмеридиональным РН, находящимся на продолжении известного [83] правого сдвига. На ПКС видно смещение по этому разрыву восточной части батолита к югу на расстояние 7—10 км.

Анализ снимков позволил выделить в пределах юго-восточной части Восточно-Иранской зоны ряд своеобразных структур, не нашедших отражения на геологических картах. Так, к северо-западу от рассматриваемого выше гранитного массива хорошо заметно темноокрашенное поле треугольной формы, по рисунку своего фотоизображения напоминающее участки выхода меланжа, но отличающееся большой сднородностью. По крайней мере с двух сторон оно ограничено РН. На геологической карте [83] рассматриваемые породы выделены в качестве «флиша с радиоляритами», возможно, мелового возраста. С другой стороны, подчеркивалось широкое распространение здесь же метаморфических пород [89].

Другим интересным образованием данного района являются крупные (до 120 км длиной и 30 км шириной) концентрические структуры овальной формы, подчеркнутые изгибающимися темными линиями простираций. Одна из таких концентрических структур (18) находится западнее темного поля «флиша с радиоляритами», а вторая (19)— южнее полосы батолитов. Правильная форма концентрических овалов наводит на предположение, что они соответствуют крупным брахиантклиниориям, располагающимися над гранитными батолитами. Возможным подтверждением этому является наличие дугообразных изгибов простираций около некоторых батолитов (20).

В северном направлении структура Флишевой зоны упрощается. В районе, находящемся между северным окончанием хр. Пеленган и долиной р. Хорутруд, сильно сжатые складки и тектонические линзы присутствуют только поблизости от крупных разрывов. В остальных местах на ПКС видны брахиморфные и куполообразные складки.

Загрос

Складчатую систему Загроса разделяют на две зоны: Внешнюю — складчатую и Внутреннюю — надвиговую. На северо-востоке с последней по Главному надвигу граничит Санандадж-Сирджанская метаморфическая зона, в структурном отношении тяготеющая к Загросу и имеющая переходный характер по отношению к Центрально-Иранскому массиву. Еще северо-восточнее располагается Урмия-Дохтарский вулканический пояс с рядом новейших депрессий: Тузлу-Гель, Гавкуни и др. С юго-востока складчатые сооружения Загроса отделены Месопотамским передовым прогибом от Аравийской плиты.

Наиболее детально в пределах региона изучена Внешняя зона Загроса, закартированная в масштабе 1 : 1 000 000. Карта в значи-

тельной степени отражает фациально-формационную характеристику отложений, так как выделяемые стратиграфические подразделения различаются в основном по составу пород, но имеют существенно варьирующий стратиграфический диапазон при отсутствии синхронных границ. Структурные комплексы, складки, ограниченное количество недифференцированных РН и зона Главного надвига нашли отображение на схематической тектонической карте Ирана, изданной в 1973 г.

Санандадж-Сирджанская зона и Урмия-Дохтарский вулканический пояс изучены несравненно слабее; мало сведений имеется и о граничащем с Загросом Месопотамском передовом прогибе, структура которого скрыта под мощным чехлом четвертичных и неогеновых отложений.

При дешифрировании складчатых сооружений Загроса и сопредельных территорий были использованы космические материалы трех видов: ТКС со спутников «Метеор» и «Лэндсат», ПКС с советских и американских ПКК серий «Союз» и «Джемини».

ТКС со спутника «Метеор» (масштаба 1 : 7 000 000—1 : 10 000 000, разрешающая способность несколько сот метров) позволяют наметить только ориентировку складчатых структур, общий характер дислоцированности и ряд крупных линеаментов, т. е. дают сведения регионального характера о строении Загроса в целом. Невозможность использования ДП геологических объектов делает эту информацию менее достоверной по сравнению с более крупномасштабными КС, обеспечивающими возможность проверки результатов дешифрирования мелкомасштабных изображений.

Разномасштабные (1 : 2 500 000—1 : 800 000) ПКС дают более детальную геологическую информацию: интегральную характеристику литолого-стратиграфических подразделений ранга комплексов и серий, достаточную для составления тектонических схем и карт. ПКС масштаба 1 : 1 000 000 и крупнее позволяют составлять геологические схемы и карты, которые по степени стратиграфической расчлененности не уступают геологическим картам сходного масштаба, а по числу выделяемых разрывных нарушений существенно превосходят их [26].

ТКС со спутника «Лэндсат» в связи с возможностью их многократного увеличения до масштаба 1 : 200 000 по своей информативности приближаются к высотным аэроснимкам и дают сведения о стратиграфических взаимоотношениях пород, их литологической характеристике, условиям залегания и степени дислоцированности.

Число публикаций по вопросам применения АС и КС для изучения геологического строения Загроса невелико [73, 26, 58, 93, 94].

Урмия-Дохтарский вулканический пояс примыкает с запада к Центрально-Иранскому массиву и имеет северо-западное простижение, обусловленное, по-видимому, глубинным доложивущим разломом. Комплекс вулканогенных пород характе-

ризуется преобладанием кислых и средних лав неоген-четвертичного возраста [44].

Часть Урмия-Дохтарского вулканического пояса видна на ПКС района Сейдабада, являющимся сравнительно малоинформационным в геологическом отношении. В центральной части ПКС четко выделяется по характеру изображения вулканическая гряда, в пределах которой наблюдается ряд крупных старых, частично разрушенных эрозией кратеров (рис. 22). Они венчаются молодыми вулканическими аппаратами сравнительно небольших размеров, некоторые из которых приурочены к крупным РН, наблюдавшимся на ПКС. Вулканическая гряда в целом имеет северо-западное простирание и на всем своем протяжении обрамлена крупными разломами, а также пересекается вкрест простирания более молодыми РН сдвигового характера. Остальной комплекс пород сравнительно слабо выделяется на ПКС вследствие широкого развития чехла пролювиально-аллювиальных осадков, под которыми могут быть намечены лишь достаточно крупные линеа-

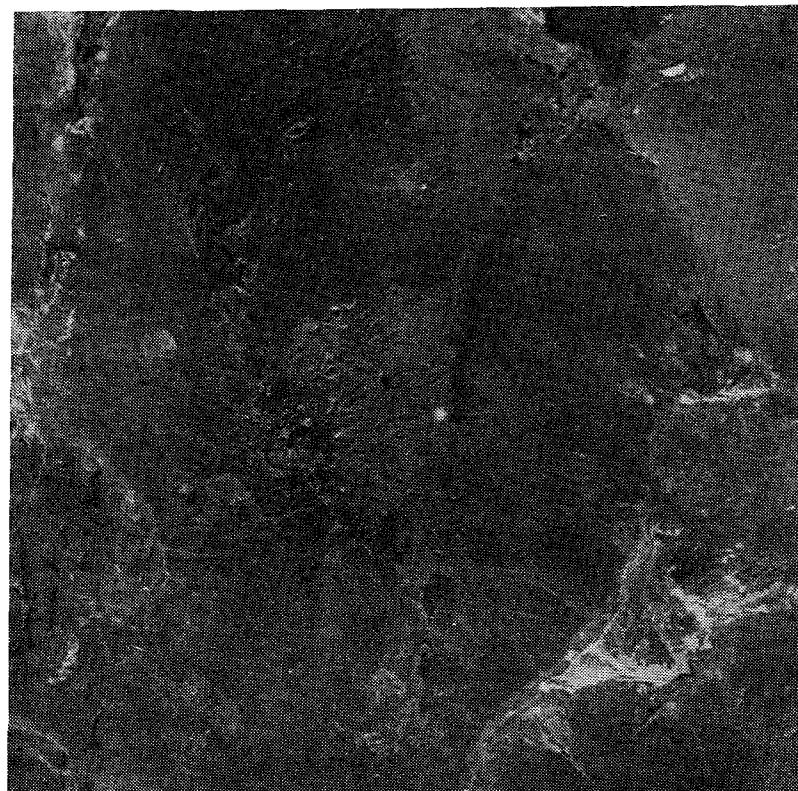
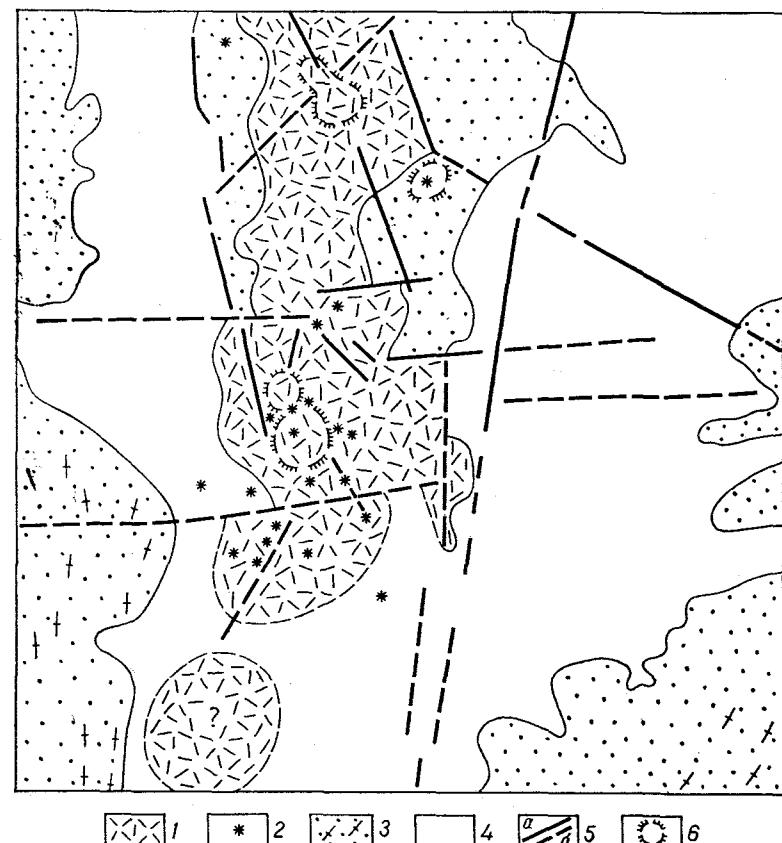


Рис. 22. Космический снимок Урмия-Дохтарского вулканического пояса с ПКК «Джемини-5» и схема его дешифрирования

менты и местами структуры подстилающих коренных пород. В осевой части гряды отчетливо распознаются вулканические аппараты, ниже которых по разрезу менее четко выделяется моноклинально залегающий комплекс, по-видимому, вулканогенных пород, характеризующийся блоковым строением.

Рассмотрение строения данного региона по результатам дешифрирования показывает, что Урмия-Дохтарский пояс наложен на Санандадж-Сирджанскую зону. Это выражается как перекрытием последней вулканогенными образованиями, так и единым простиранием структур и разломов северо-западного направления, контролирующих в основном распространение вулканических аппаратов. Наиболее молодая система разрывов северо-восточного простирания ограничивает отдельные блоки в пределах пояса и контролирует распространение излившихся пород. Если для данного региона видно отчетливое ограни-



1 — вулканогенные породы; 2 — вулканические аппараты; 3 — коренные породы с элементами простирания структур; 4 — четвертичные и современные осадки; 5 — разломы (а — уверенные и б — предполагаемые); 6 — разрушенные древние вулканические аппараты

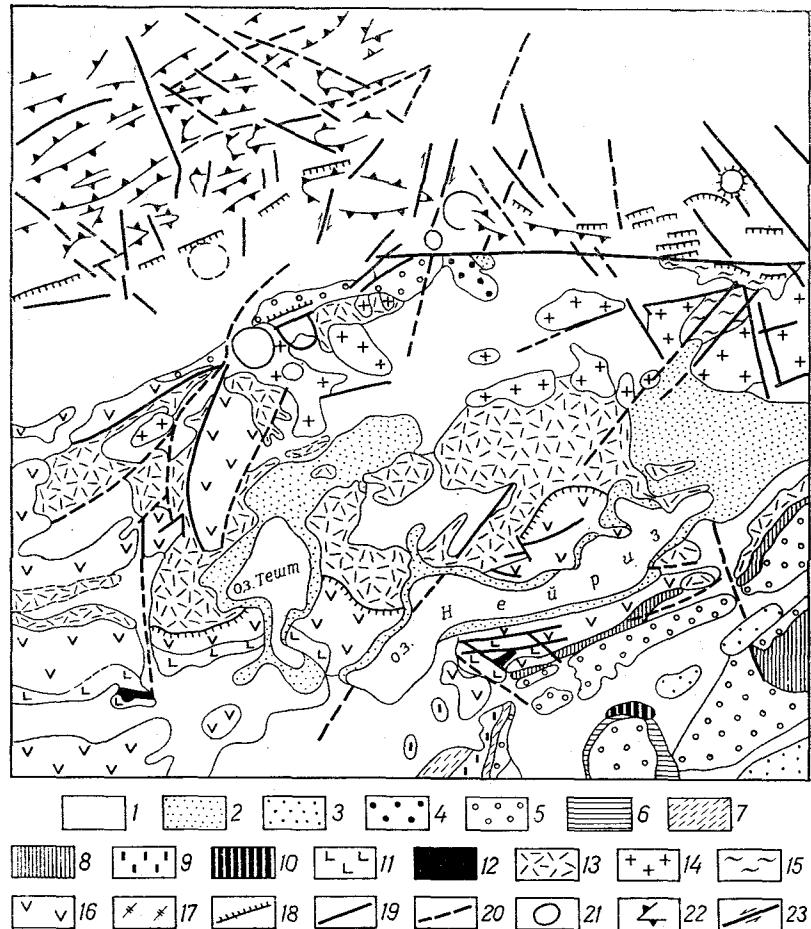


Рис. 23. Космический снимок Санандадж-Сирджанской и Внутренней зон Загроса района озер Нейриз и Тешт со спутника «Джемини-5» и схема его дешифрирования

1 — четвертичные отложения; 2 — современные соленосные озерные образования; 3 — моласса серии Бахтиари (верхний плиоцен); 4 — терригенно-карбонатные отложения группы Фарс (средний миоцен — нижний плиоцен); 5 — олиолитовая формация (цветной меланж — верхний турон — маастрихт); 6 — карбонатные отложения свиты Разак (фашиальный аналог свиты Асмари); 7 — карбонатные отложения свиты Асмари (олигоцен — сред-

чение продольными разломами Урмия-Дохтарского пояса, то в его северо-западной части у оз. Резайе более выражены поперечные разрывы Пальмиро-Апшеронской зоны.

Санандадж-Сирджанская зона на значительной территории перекрыта чехлом рыхлых отложений. На геологических картах Ирана показаны преимущественно нерасчлененные осадочные, метаморфические и изверженные породы. Наибольшее развитие здесь имеют древние метаморфические породы, перекрытые известняками пермского возраста. Характерная особенность этой зоны — широкое распространение метаморфических образований юрского возраста, прорванных гранитоидами. В тектоническом отношении зона характеризуется наличием ряда покровных структур и интенсивным смятием отложений мезозоя, образующих складчатые гряды параллельно Главному надвигу. Границами



ний миоцен); 8 — карбонатно-соленосные отложения свиты Ярум (эоцен); 9 — карбонатно-соленосные отложения свиты Сахун (палеоцен — низы эоцена); 10 — глинисто-карбонатные отложения свиты Пабдех-Гурпи (кампан — эоцен); 11 — дислоцированные меловые отложения Санандадж-Сирджанской зоны; 12 — отложения свиты Тарбур (маастрихт — даний); 13 — глинисто-карбонатные отложения серии Бангестан (альб — кампан); 14 — глинисто-карбонатные отложения свиты Кхами (пора — апт); 16 — гипербазиты; 17 — метаморфические породы Санандадж-Сирджанской зоны; 18 — надвиги, предполагаемые; 19 — РН, уверенные и предполагаемые; 20 — угловое несогласие; 21 — кольцевые структуры; 22 — контуры структур; 23 — сдвиги

ее являются: на северо-востоке — комплекс вулканогенных пород Урмия-Дохтарского пояса, юго-западе — Главный надвиг Загроса, а на северо-западе наблюдается изменение направления с северо-западного на субмеридиональное в отличие от резкого подворота складок Загроса.

ПКС только частично захватывает Санандадж-Сирджанскую зону в районе оз. Нейриз, где широко развиты метаморфические образования мезозоя, хорошо выделяющиеся в рельефе благодаря наличию крепких фотомаркирующих горизонтов, четко обрисовы-

вающих характер складчатых форм. На ПКС видны два комплекса пород: метаморфический, характеризующийся темно-серым до черного фототоном и однородной текстурой фотоизображения, и складчатый, сложенный преимущественно карбонатными образованиями, имеющими белый или светло-серый фототон. Эти два комплекса образуют контрастный рисунок. Метаморфические образования слагают крупные широкие протяженные складки, а карбонатные — узкие изоклинальные, виргирующие и часто разорванные сдвиговыми нарушениями. Складчатая структура метаморфического комплекса распознается только близ Главного надвига, где она характеризуется линейными, сильно сжатыми складками, протягивающимися параллельно общему простиранию этой зоны. В сторону Главного надвига возрастают дислокированность пород и их нарушенность поперечными РН, а также резко нарушается простирание локальных складчатых форм, что обусловлено сдвиговыми деформациями. На отдельных участках намечается четко выраженная зональность, параллельная Главному надвигу: полоса крупных сравнительно симметричных складок, полоса узких линейных асимметричных складок, полоса хаотически разбросанных блоков. На ПКС видно, что Главный надвиг состоит из двух ветвей, расположенных по отношению к друг другу под углом 50—60°. Они разделены широкой диагональной зоной разломов, по-видимому, сдвигового характера. Каждая ветвь характеризуется своим стилем деформаций (рис. 23).

Любопытно, что по КС выявлены объекты, напоминающие молодые и разрушенные вулканические аппараты, связанные с породами предположительно основного или ультраосновного состава. Они по положению ассоциируют с цветным меланжем и Главным надвигом Загроса, а не геологической карте Юго-Западного Ирана показаны как нерасчлененные изверженные породы. В северо-восточной части КС в зоне надвига дешифрируются разрушенный кратер вулкана с типичными потоками лав на склонах и молодые аппараты. Эти тела частично вписываются в кольцевые структуры, по-видимому, глубинного происхождения, что указывает скорее на магматическое, а не протрузивное происхождение этих пород.

Внутренняя (надвиговая) зона Загроса ограничена на северо-востоке Главным надвигом, на юго-западе — Внешней зоной, на северо-западе — Пальмиро-Апшеронским линеаментом, а на юго-востоке — сдвиговыми дислокациями, отделяющими ее от Макранской системы. Сложена она мел-палеогеновыми преимущественно карбонатными осадками и от Внешней зоны отличается присутствием цветного меланжа и гипербазитов, развитых около Главного надвига. Дислокированность зоны очень неоднородна и определяется чередованием моноклинальных и сложноскладчатых участков. Складки (длина 15—85 км, ширина 5—10 км) образуют ряд параллельных Главному надвигу полос и, по всей вероятности, связаны с ним генетически. Они асимметричны и имеют более крутые (до 60°) и местами запрокинутые юго-запад-

ные крылья. По мере приближения к надвигу возрастают степень дислокированности и запрокинутость структур. Широко распространены системы РН, ориентированные в основном параллельно или перпендикулярно Главному надвигу и разбивающие его на ряд крупных блоков.

Непосредственно на границе с Санандадж-Сирджанской зоной складчатый комплекс сменяется сложнодислокированным комплексом пород, нарушенных многочисленными поперечными и диагональными разрывами. В зоне Главного надвига слои местами залегают вертикально или запрокинуто, образуя хаотическое нагромождение разорванных и интенсивно перемытых складок (рис. 24).

Внутренняя зона Загроса лишь частично захвачена космической съемкой. В целом она резко отличается от Санандадж-Сирджанской зоны более светлым фототоном и существенно меньшей расчлененностью рельефа, а от Внешней зоны — более сложным рисунком тектонических деформаций.

Центральная часть Внутренней зоны в районе озер Тешт и Нейриз попадает на КС масштаба 1 : 750 000; информативность его позволила составить схему геологического дешифрирования, которая по детальности не уступает геологической карте Юго-Западного Ирана масштаба 1 : 1 000 000 [28]. Из пород, развитых в пределах этой площади, наиболее четко выделяются гипербазиты (по темному или почти черному фототону и специфической форме выходов) и карбонатные породы серий Бангестан и Хали (по фототону и особенностям трещиноватости). Карбонатно-глинистые отложения и цветной меланж (сложенный радиоляритами, глинами и известняками) сходны по своему внешнему виду и четко оконтуриваются только тогда, когда они разделены и граничат с образованиями другого возраста.

ПКС дают широкую информацию по тектонике зоны. Складчатые формы развиты преимущественно в ее юго-западной части, далеко не всегда проявляясь близ Главного надвига, а на некотором удалении от него. В Примакранском районе — это преимущественно сильно сжатые линейные асимметричные складки, на крыльях которых слои часто залегают круто или вертикально, а в некоторых местах запрокинуты. Причем вдоль некоторых блоков наблюдается протягивающееся на большое расстояние обрамление в виде крутопадающих пород (см. рис. 24). Здесь так же, как и во Внешней зоне, отмечается связь литологии с характером складок. Так, например, цветной меланж смят в серию очень узких линейных, кулисообразно расположенных складок, тогда как граничащие с ними известняки палеогена залегают моноклинально или образуют сравнительно пологие брахиморфные складки.

Разрывы, контролирующие ориентировку Внутренней зоны, простираются в основном параллельно и перпендикулярно к ней. Продольная система крупных разрывных нарушений, с которыми близ Главного надвига связаны тела гипербазитов, является более древней. Поперечные и диагональные разломы более молодые,

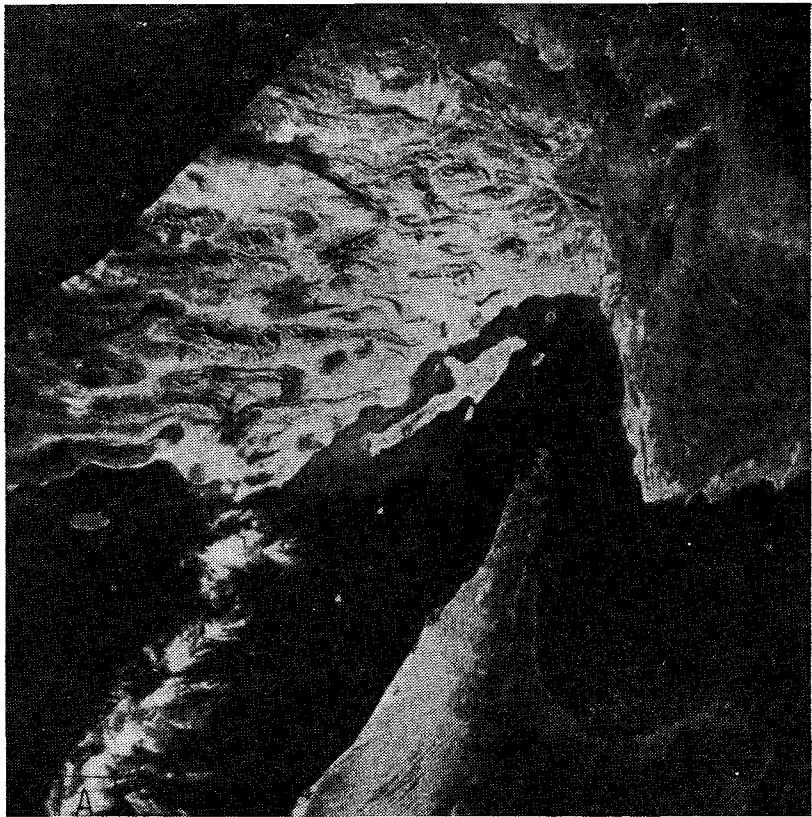
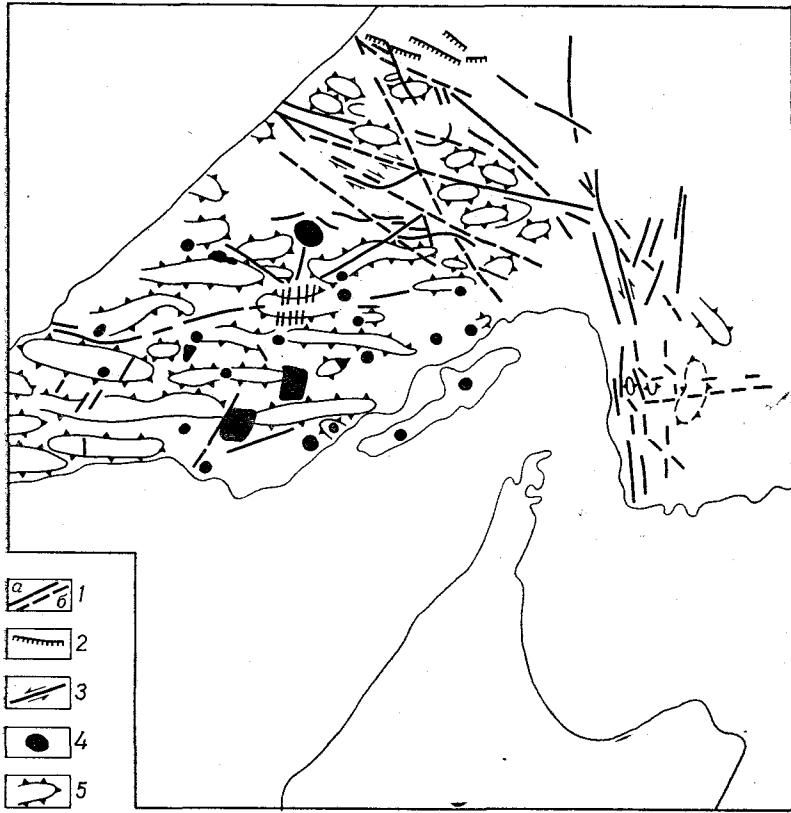


Рис. 24. Космический снимок Внутренней и Внешней зон Загроса в области сочленения с Макранской складчатой системой со спутника «Джемини-5» и схема его дешифрирования

так как они смещают складчатые блоки и, кроме того, протягиваются в пределы Месопотамского прогиба, проявляясь в чехле новейших образований.

Зона Главного надвига в пределах сфотографированных районов изображается на КС в качестве изогнутой системы РН, коленчатость которой обусловлена различием в ориентировке надвигов и сдвигов. Особенно характерно это для полосы выхода цветного меланжа. Вдоль некоторых крупных РН субширотного простирания отмечаются сдвиговые подвороты и смещения, особенно в районе сочленения Загросской и Макранской зон (см. рис. 23 и 24).

Близ Главного надвига имеется ряд скошенных на юг структур, сложенных наиболее молодыми образованиями в этом районе — молассами серии Бахтиари четвертичного и позднеплиоценового возраста.



1 — РН: а — уверенные и б — предполагаемые; 2 — предполагаемые надвиги; 3 — сдвиги; 4 — соляные купола; 5 — контуры структур

Результаты дешифрирования КС показывают, что провести четкую границу между Внешней и Внутренней зонами Загроса не представляется возможным. Они разделяются в основном по стилю и морфологии складок, хотя на отдельных участках возможно выделение продольных, разграничающих их систем нарушений.

Внешняя зона и прилегающая часть Месопотамского прогиба сложены в основном третичными отложениями, смытыми в серию линейных складок, параллельных простиранию Загроса и лишь частично виргирующих. Существенную роль в структуре играют соляные куполы группы Фарс, обуславливающие их дисгармоничность. Она выражается в том, что относительно простым формам структур, выраженным в известняках формации Асмари, в верхних горизонтах соответствуют сложные, интенсивно нарушенные разрывами складки с соляными диапирами.

Помимо миоценовых соленосных образований в юго-западной части Загроса и прилегающей части Месопотамского передового

прогиба развиты соленосные отложения ормузской серии венда, образующие ряд соляных куполов. В направлении от Внутренней зоны Загроса к прогибу дисгармоничность и в некоторой мере степень дислоцированности структур уменьшаются, складки приобретают брахиморфный облик, становятся более пологими с углами падения 5–10° и амплитудой 200–500 м.

Фрагменты Внешней зоны изображены на ряде высоконформативных ПКС, пригодных для геологического картографирования [26, 28]. Наибольшее число КС имеется на юго-восточную часть Внешней зоны, где она сочленяется с Макранской зоной по серии глубинных разломов вкrest и вдоль простирации Загроса. В южной его части развиты симметричные брахиморфные или куполовидные антиклинальные структуры, сложенные в ядре крепкими известняками свит Асмари и Ярум. По мере приближения к Внутренней зоне, особенно на участке ее сочленения с Макранской зоной, появляется резкая асимметрия складчатых форм (с более крутыми северо-восточными крыльями) и увеличивается степень их сжатия. Давление, видимо, распределялось неравномерно, судя по различиям степени дислоцированности разных блоков (см. рис. 24). Причем на границах этих блоков, обращенных в северо-восточном направлении, наблюдается увеличение степени дислоцированности. Хаотичная дислоцированность области сочленения Главного надвига и территории, примыкающей к разлому, отделяющему Макранскую зону, указывает на надвигово-сдвиговый характер последней на контакте с Загросом. Подтверждением этому служит серия кулисообразно сочленяющихся РН, контролирующих блоки, различающиеся как различным стилем складок, так и различной ориентацией структур.

Определенную роль в особенностях строения складчатых форм играют осадочные отложения, развитые на поверхности. Так, например, в Примакранском участке, где развиты брахиморфные структуры, преобладают карбонатные породы (общее освещение фототона и характерный геометрический рисунок изображения), а вдоль побережья Персидского залива доминируют соленосные и глинистые образования свит Мисхан и Гачсаран (относительное потемнение фототона), образующие исключительно узкие изоклинальные складки. Преобладают асимметричные структуры с более крутыми северо-восточными крыльями, часто осложненные соляными диапирами. На крыльях складок наблюдается интенсивная трещиноватость, охватывающая большинство слоев и образующая зубчатое обрамление ядра. Она лучше проявлена на юго-западных более полого наклоненных крыльях, так как на более крутых северо-восточных она менее заметна.

На ПКС четко наблюдается резкая дисгармоничность складчатых структур и соляной тектоники, которая в ряде случаев контролируется крупными РН и является постскладчатой. Наличие в прибрежной зоне крупных намечающихся куполовидных структур с отдельными, небольшими по площади выходами соли, по-

видимому, можно связывать с развитием неглубоко залегающих соляных диапиров.

Практически нерешенной по результатам дешифрирования остается проблема границы Загроса и Месопотамского прогиба, так как почти на всем протяжении наблюдается постепенный переход структур от типичных для складчатых зон до платформенных. Если использовать этот принцип, то для каждого участка, отделенного поперечными сдвиговыми дислокациями, она будет смещаться. Возможно трассировать границу по резкому увеличению мощности третичных отложений, сквозь которые не наблюдается просвечивания складчатых структур переходной области.

Дешифрирование ТКС со спутника «Метеор» дало дополнительную информацию регионального порядка о крупнейших разломах, ограничивающих и пересекающих складчатые сооружения Загроса, обуславливающих их продольную зональность и систему просвечивания складчатых структур переходной области.

Зона Главного надвига Загроса, имеющего на большей части северо-западное простижение и образующего его северо-восточную границу, состоит из серии субпараллельных РН, испытывающих определенную виргацию по простираннию. В районе сочленения с Восточным Тавром наблюдается резкое изменение его направления под углом 40–45° вдоль поперечного Пальмиро-Апшеронского разлома, причем создается впечатление надвигания комплексов, слагающих Тавр, на структуры Загроса. Сложность сочленения Восточного Тавра с северо-западной оконечностью Загроса обусловлена пересечением здесь нескольких крупных РН субмеридионального и северо-восточного простираний. Надвиг Загроса отчетливо контролируется Пальмиро-Апшеронской зоной разломов, представляющей собой достаточно широкую полосу дислокаций и отделяющей интенсивно нарушенный и мобильный северо-западный блок Аравийской плиты от остальной сравнительно стабильной ее части. К востоку от Пальмиро-Апшеронской зоны наблюдается постепенный переход от Внешней зоны Загроса к платформе, выражющейся в снижении напряженности структуры, смене морфологии складок от узких изоклинальных к крупным брахиформным платформенным поднятиям, разделенным широкими участками депрессий и просвечивающим сквозь чехол Месопотамского прогиба. К западу от Пальмиро-Апшеронской зоны отмечаются ограничения с интенсивной нарушенностью РН и связанными с ними складчатыми комплексами в области продолжения Африкано-Аравийской рифтовой системы и надвиговыми дислокациями по южной периферии Тавра.

Зона сочленения Загроса и Макранской складчатой области, где простижение меняется с северо-западного на субширотное, также, по-видимому, контролируется крупным РН с правосторонним смещением.

Помимо крупнейших РН различного генезиса, ограничивающих складчатое сооружение Загроса, в его строении существенную роль играет ряд поперечных РН северо-восточного простирания. Они

наиболее отчетливо дешифрируются на ТКС, прослеживаясь от платформенной территории через Загрос. Эти молодые разломы часто имеют сдвиговую составляющую и контролируют области пережимов и сужений складчатого пояса, являясь унаследованно развивающимися.

Имеется серия более мелких поперечных РН сравнительно небольшой протяженности. Они, по-видимому, являются складчатыми, так как вписываются в общий стиль складчатых дислокаций, часто изменяя простирание, и в зависимости от положения по отношению к локальным структурам могут иметь сдвиговую или сбросовую природу (см. рис. 24).

Дешифрирование ПКС масштаба 1 : 1 000 000—1 : 2 500 000 позволяет детализировать и уточнить первичную информацию, полученную с мелкомасштабных ТКС. Намечаются три сравнительно выдержаные морфологические зоны: максимальной дислокированности, разнонаправленности складок и блоков и нарушности поперечными разломами сдвигового характера (непосредственно вблизи Главного надвига); линейных узких асимметричных складок и нарушений типа надвигов; крупных брахиоморфных складчатых форм с проявлением разрывных дислокаций типа сбросов (см. рис. 24).

ПКС данного уровня генерализации особенно информативны в отношении изучения взаимосвязи разрывной и складчатой тектоники: направления разрывов и складок, их размеров, изменений ориентировки и т. д. Представляется возможным в первом приближении определять углы падения пластов и амплитуды возможных подвижек вдоль разломов, что дает нам не только качественную, но и количественную информацию. Достаточно подробная характеристика рисунка изображения дает информацию о выдержанности и изменчивости фациального состава обнажающихся на поверхности пород в основном по четырем признакам: форме рельефа, трещиноватости или геометричности рисунка изображения в пределах однотональных участков, структуре рисунка изображения и фототону. По этим признакам выделяются карбонатные формации, глинисто-карбонатные, терригенные и соленосные. Среди четвертичных образований выделяются: аллювиальные, озерные, пролювиальные и прибрежно-морские. Несмотря на столь разнообразную информацию, изображения данного уровня генерализации наиболее пригодны для тектонических исследований, так как на них не представляется возможным достаточно уверенно проводить картирование разных по возрасту, а в отдельных случаях и по составу пород.

ПКС масштаба крупнее 1 : 1 000 000 в связи с более высокой разрешающей способностью несут много информации о литологическом характере отложений и их взаимоотношениях, что делает их наиболее пригодными для целей геологического картографирования (см. рис. 23). Существенно возрастают степень проявления и достоверность опознавания РН, что дает возможность определять их кинематическую характеристику.

Помимо полученной качественной информации КС позволили выявить ряд тектонических закономерностей регионального характера. На фоне известной продольной зональности, которую представляется возможным уточнить и детализировать, выделяется существенная роль поперечных и диагональных разломов. Они являются унаследованными и особенно отчетливо проявлялись в неотектонический этап развития, так как контролируют в отдельных случаях фациально-формационные зоны, складчатые формы различной морфологии и простирания, разбивают Загрос на ряд поперечных, смещенных и опущенных по отношению к друг другу блоков и прослеживаются под чехлом четвертичных отложений в области Месопотамского прогиба и далее на Аравийской плите.

Возможность детального прослеживания на снимках РН и отдельных геологических образований, таких, как гипербазиты, юрские и меловые известняки, с которыми связаны месторождения и рудопоявления хромитов, свинца и цинка в зоне Главного надвига, позволяет использовать данные изображения для металлогенического прогноза. Проявление на космических снимках локальных структур и контролирующих их разломов в области Загроса и прилегающей части Месопотамского прогиба делает их необходимым методом при оценке нефтегазоносности территорий.

Основные черты структуры и их отражение на КС

Афганская часть Средиземноморского складчатого пояса, располагающаяся между южной окраиной Туранской плиты и северной окраиной Индостанского щита, входит в состав Афгано-Памирского сегмента. Для афганской части пояса характерно резкое клинообразное сужение тектонических структур с характерным «скучиванием», ломанным сочленением складок, разрывных нарушений и крупной виргацией структур на западном фланге Памиро-Гималайского синтаксиса.

Рассматриваемая территория Центрального Афганистана, включающая междуречье Герируд — Тарнак, входит в область киммерийской складчатости. В качестве границ области принимаются Сейстанская впадина, Урало-Оманский, Главный Гиндукушский и Памиро-Афганский разломы. Памиро-Афганский разлом с его южным звеном, включающим РН Чаман и его северо-восточное продолжение Пагман, а также Главный Гиндукушский разлом — крупнейшие РН Афганистана — выражаются на КС и земной поверхности двумя сближающимися линиями, которые севернее Кабула сходятся и полностью срезают структуры Центрального Афганистана, вновь появляются в восточном крыле Памиро-Афганского сдвига, но оказываются смещеными к северу более чем на 300 км, продолжаясь в структурах Южного Памира и Каракорума [25].

В Центральном Афганистане по данным наземных и космических исследований можно выделить четыре складчатые зоны (с севера на юг): Хаджигекская, Фарахрудская, Гильмендская, Аргандабская, распадающиеся на ряд тектонических подзон, разделенных крупными межзональными РН (соответственно): Банди-Баянским, Гильмендским и Аргандабским (рис. 25).

Выделенные крупные тектонические элементы Афганистана диагностируются на разных уровнях генерализации. На ТКС с «Метеора» выделяются южное ограничение эпираннекиммерийской Туранской плиты и три главные структурные ветви, отвечающие самостоятельным разновозрастным складчатым областям Афганистана. Южная — альпийская (позднеальпийская) и центральная — киммерийская (позднекиммерийская) дешифрируются достаточно надежно, в то время как северная — герцинская — не имеет достаточно надежных ДП. Четко видны ограничения киммерийской области по зонам крупнейших РН Афганистана: Главного Гиндукушского и Афгано-Памирского, а также Урало-Оманский разлом и Восточно-Иранский позднемеловой прогиб, ограничивающие с запада Памиро-Афганский сегмент Средиземноморского пояса. В пределах Центрального Афганистана дешиф-

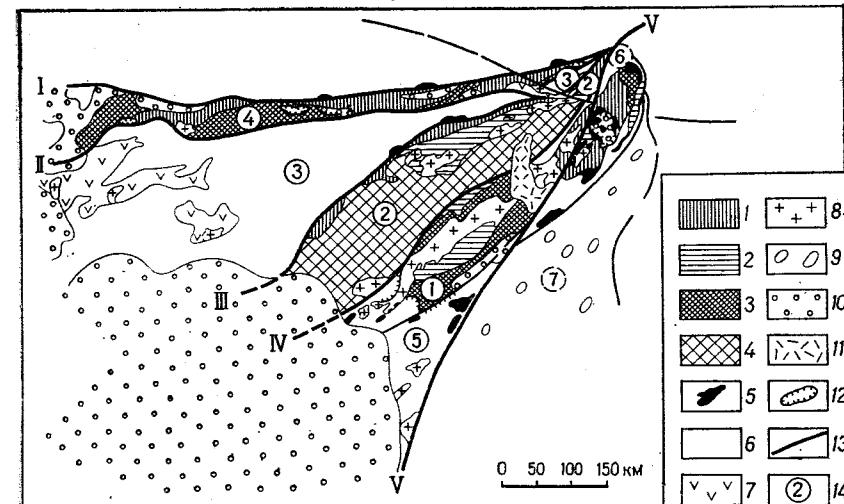


Рис. 25. Схема расположения тектонических зон Центрального Афганистана.

Составили И. И. Сонин, С. С. Карапетов
 1—4 — блоки с докембрийской континентальной корой; 1—2 — комплексы фундамента: 1 — нижне-среднепротерозойский (PR_{1-2}), 2 — рифейский (PR_2); 3—4 — комплексы квазиплатформенного чехла; 3 — венд-барремский ($V-K_{br}$), 4 — верхнедевонско-барремский (D_3-K_{br}); 5—6 — зоны с первично океанической корой; 5 — гипербазиты, 6 — эвгенеклиниальные комплексы — верхнетриасовый, нижнемеловой; 7 — орогенные вулканиты кислого и среднего состава; 8 — гранитоиды, образованные после главной складчатости геосинклинальных зон ($K-P$); 9 — позднеальпийский флишевой трог; 10 — неоген-четвертичная континентальная молassa; 11 — четвертичные вулканиты; 12 — покровные структуры; 13 — межзональные разломы (I — Главный Гиндукушский, II — Банди-Баянский, III — Гильмендский, IV — Аргандабский, V — Памиро-Афганский); 14 — тектонические зоны (цифры в кружках): 1 — Аргандаб, 2 — Гильменд, 3 — Фарахруд, 4 — Хаджигек, 5 — Тарнак, 6 — Кабул, 7 — Катаваз

рируются структурные зоны Хаджигек, Фарахруд, Гильменд, Аргандаб (граница между последними проводится неуверенно), а также Сейстанская впадина. Выделяются генеральные направления складчатости. Слабая разрешающая способность и плохая контрастность затрудняют привязку тектонических элементов и перенос их на карту.

На региональном КС с корабля «Союз» уточняется положение Урало-Оманского, Главного Гиндукушского, Банди-Баянского, Гильмендского разлома и в южном ограничении Туранской плиты — Банди-Туркестанского РН, ограничивающего с севера Мургаб-Герирудский блок. На СКС со спутника «Лэндсат» дешифрируется разлом, разделяющий Гильмендскую и Аргандабскую зоны.

Из четырех выделенных в Центральном Афганистане тектонических зон Фарахрудская является типичной геосинклинальной зоной с корой океанического типа, остальные три — охватывают два стабильных блока с корой континентального типа: южный — Гильменд-Аргандабский массив и северный — Хаджигек. Блоки представляли собой, по всей видимости, пограничные структуры, разделявшие отдельные зоны Центрального Афганистана на всех этапах его развития. Фундамент блоков сложен двумя геосинклинальными комплексами: глубокометаморфизован-

ным нижне-среднепротерозойским и интенсивно дислоцированным зеленосланцевым верхнепротерозойским. Между ними, а также в основании квазиплатформенного чехла отмечаются резкие угловые несогласия. Породы комплексов смяты в крутопадающие, разбитые разломами, сильно гофрированные складки субширотного и северо-восточного простираций. Образования нижнего комплекса прорваны интрузиями габбро-плагиогранитовой формации. Отмечается резко несогласная ориентировка нижне-среднепротерозойского и субсогласная — верхнепротерозойского комплексов по отношению к более молодым структурам.

Породы квазиплатформенного чехла представлены венд-нижнемеловым структурно-формационным комплексом. В Аргандабской зоне он имеет максимальную мощность 11000 м и расчленен на четыре структурных яруса (венд — средний девон, верхний девон — нижняя пермь, верхняя пермь — юра, неоком). Ярусы разделены между собой поверхностями размыва и иногда слабыми угловыми несогласиями. Для чехла характерны пологие линейные, коробчатые (брахиформные), гребневидные складки и моноклинали северо-восточного простирания. Углы падения пластов на крыльях складок небольшие — от 10° до 40—50°.

В Гильмендской зоне чехол имеет по сравнению с зоной Аргандаб сокращенную мощность (около 4600 м). В составе его выделяются три структурных яруса, разделенных поверхностями размыва (фамен — нижняя пермь, верхняя пермь — юра, неоком). В целом зона характеризуется сравнительно простым строением чехла с преобладанием пологих, часто брахиформных складок, разбитых серией продольных РН, простирание которых изменяется с запада на восток с субмеридионального на северо-восточное. Преобладающее падение пластов на крыльях структур 5—20°, реже до 30°. Время основной складчатости приходится на баррем. Для комплекса чехла Гильмендской и Аргандабской зон характерна амагматичность, конседиментационная складчатость, проявившаяся в краевых частях одноименных прогибов. На домеловом этапе развития Аргандабская и Гильмендская зоны представляли собой линейные субпараллельные прогибы, разновременно (Аргандаб — в венде, Гильменд — в фамене) заложенные на байкальском основании.

Хаджигекская зона представляет собой узкое, сильно сдавленное, сложно построенное гетерогенное складчато-глыбовое сооружение с характерными покровными структурами и частично выведенным на поверхность или неглубоко залегающим фундаментом. В целом для зоны характерны большое количество РН, выклинивание (резание) большинства структур в восточном направлении, наличие узких линейных тектонических блоков, пластин, клиньев, четковидно или кулисообразно продолжающихся друг друга. В строении чехла мощностью до 12 км выделяются четыре структурных яруса (венд — девон, карбон — триас, юра, неоком). Характерными чертами зоны являются: конседиментационная складчатость, преобладающее субширотное и северо-

восточное простижение складчатых структур и наличие покровов.

Фарахрудская зона возникла в начале мезозоя (поздний триас) и продолжала развиваться в течение юры и неокома. Появление бассейна с океанической корой, видимо, связано с раздвигом и последующим отрывом от континентальной плиты Гондваны, включавшей Гильменд-Аргандабский массив, ее северной периферической части, или северного, Хаджигек-Центральнопамирского блока. В геосинклинальном верхнетриасово-нижнемеловом структурно-формационном комплексе общей мощностью свыше 12 км намечается выделение трех разделенных поверхностями несогласий структурных ярусов (верхний триас, юра, неоком), связанных с раннегеосинклинальной, позднегеосинклинальной (островодужной) и предорогенной стадиями развития зоны. Для зоны характерны блоковое строение, преобладающее развитие изоклинальной складчатости, северо-восточное и восток-северо-восточное простирания структур и отчетливое косое срезание их в северо-восточном направлении субширотно ориентированной зоной Хаджигек. С предюрскими складчатыми движениями связывается начало дифференциации Фарахрудского трога на системы относительных поднятий и прогибов. Более значительная преднеокомская фаза складчатости привела к резкому обособлению отдельных частей трога, появлению в районе Пасабандского Кундаляна центрального интрагеоантеклинального поднятия — остройной дуги и смешению зон прогибания в краевые части трога, где осадки накапливались в миогеосинклинальных условиях. Сокращение областей седиментации в зоне сопровождалось поднятием и перерывом осадконакопления в смежных Хаджигекской, Гильмендской и Аргандабской зонах. Частичное сокращение площади седиментации в этих зонах вследствие доюрской складчатости указывает на определенную направленность этой тенденции начиная с юры и согласуется с данными многочисленных исследователей о миграции складчатости из тектонически активных внутренних эвгеосинклинальных зон во внешние тектонические зоны, развивающиеся под влиянием первых. Складчатость, обусловленная интенсивным горизонтальным сжатием и приведшая к замыканию геосинклинали для всей области,— внутрибарремская (позднекиммерийская).

Последующий послескладчатый меловой (баррем) — четвертичный этап развития является орогенным и характеризуется горообразованием, складчатостью, широким развитием магматизма, молассовых и вулканогенно-молассовых формаций, выполняющих ряд наложенных впадин и прогибов. Для орогенного этапа (единого для всей позднекиммерийской области Центрального Афганистана) характерно значительное изменение фаций и мощностей, зависящее в основном от структурно-тектонической позиции отдельных районов. На фоне общего поднятия области в целом выделяются отдельные блоки (Анордара, Кишмарон, Гильменд, Аргандаб) с преобладающей тенденцией к воздыманию на всем ороген-

ном этапе развития и блоки (Фарахруд), испытывающие на отдельных этапах относительное опускание. Орогенный меловой (баррем) — четвертичный структурно-формационный комплекс мощностью до 6000 м расчленяется на три структурных яруса (баррем — верхний мел, палеоген, неоген — четвертичный). Первый из них относится к ранней (собственно орогенной), а второй и третий — к поздней, рекурентно-орогенной стадиям развития области. Породы комплекса разделены поверхностями угловых несогласий, слабо дислоцированы и смяты в пологие складки и моноклинали. В течение позднего мела и палеогена в Фарахрудской зоне завершается формирование континентальной коры, начавшееся в раннем мелу.

В пределах Афганистана на КС и СКС диагностируется ряд тектонических элементов. Так, в южном обрамлении Туранской плиты (Мургаб-Герирудский блок) на ТКС со спутника «Лэндсат» надежно дешифрируются не обнаруженные при наземных работах интрузии, приуроченные к разломам северо-восточного простирания, представляющие, по всей видимости, штокобразные интрузивные купола, ограниченные кольцевыми разломами. В Хаджигекской зоне отчетливо проявлена на СКС «Лэндсат» выделенная по наземным данным система компактно сгруппированных пластин-клиньев, кулисообразно со смещением подставляющих друг друга по диагональным и реже субширотным РН. Хорошо дешифрируется также срезание Главным Гиндукушским и Банди-Баянским разломами прилегающих к ним с юга складчатых структур и РН, а также отмеченные в зоне Хаджигек (хр. Сиах-Кох) изменение простирания складок и РН с северо-восточного до широтного и огибание ими с юга докембрийского блока Хазорсанг. Эти данные подтверждают предположение о правосдвиговой деформации вдоль Главного Гиндукушского РН. Так же дешифрируются ряд выступов докембрийского основания (Кохе-Зау, Банди-Баян, Хазорсанг), отдельные блоки домеловых образований, испытавших в процессе своего развития относительные прогибания (Руде-Коффган, Ходжа-Мурод, Налбандон и др.) или поднятия (Хафткала), и ряд грабенообразных впадин, выполненных позднеорогенной неогеновой молассой. На КС с кораблей «Союз» и «Джемини» в западной части зоны Хаджигек дешифрируются характерная для зоны блоковая структура и напряженная дислоцированность. Присутствие сложных узких, иногда запрокинутых складок, чередующихся с пакетами моноклинально залегающих пластов, наличие надвигов и большое число продольных разрывов создают довольно четкое представление о сильном горизонтальном сжатии зоны. На КС с корабля «Союз» в зоне видны покровы Кохе-Тарака, Рабат-и-Сапча, по всей видимости приуроченные к системам северо-восточных (правосдвиговых) РН.

В зоне Фарахруд на СКС со спутника «Лэндсат» дешифрируются практически все подзоны (Хашруд, Харутруд и др.), выделенные по наземным данным, и система РН Фарах, разделяющая их на протяжении свыше 150 км, уточняется положение этого разло-

ма. Он прослеживается южнее г. Фарах в восток-северо-восточном направлении, срезая южнее сел. Гарма с юга вулканоструктуру «Гоурзанак», и далее в северо-восточном направлении, ограничивая подзону Пасабандского Кундаляна. В западной части системы РН Фарах дешифрируются следы постпалеогеновой правосдвиговой деформации, в районе Пасабандского Кундаляна в зоне РН более четко выражена спастическая система деформаций.

На детальных КС с кораблей «Союз» и «Джемини» в зоне Фарахруд дешифрируются не только выделенные традиционными методами структурно-тектонические подзоны, но и ряд из них удается разделить более дробно. Так, из состава подзоны Хашруд по ДП выделяется самостоятельная подзона Пасабандский Кундалян [65]. Выделяются новые, не отмеченные ранее при дешифрировании аэроснимков масштаба 1 : 60 000 границы плиоценовой континентальной молассы в подзоне Хашруд, а также площади распространения пород с преобладающим вулканогенным (Навзод) и терригенным (Кохе-Дузд) составом отложений.

С достаточной степенью надежности на КС устанавливаются фациальные границы, например граница перехода (вкрест простирации) вулканогенно-терригенных пород свиты Алекои в терригенные образования, устанавливается взаимосвязь дешифрируемости формаций от состава пород и состава вмещающих образований. Так, интрузии основного и среднего состава дешифрируются хорошо, если они находятся среди терригенных пород, и плохо — в поле развития близких по составу вулканогенных пород. На КС с корабля «Союз» в подзоне Харутруд отчетливо видны основные типы и простирания складок в юрско-меловых отложениях. При этом в западной части подзоны (Анардора), характеризующейся сокращенным разрезом добарремских отложений, наблюдаются сравнительно простые пологие складки, в северо-восточном направлении напряженность складчатости возрастает и западнее сел. Согар (верховья р. Фарахруд) наблюдаются крутые изоклинальные складки.

Перекрывающие карбонатные породы баррем-альба смяты в пологие складки и хорошо дешифрируются. На КС отчетливо видно, что вулканиты эоцен-олигоцена выполняют депрессионные и грабенообразные структуры, преимущественно распространенные в западной части зоны Фарахруд. Выходы их контролируются на КС, РН северо-восточного, восток-северо-восточного и субмеридионального простираций. К этим РН и узлам их пересечения приурочены выявленные на КС вулканоструктура Фарахруд и ряд мелких интрузивных куполов, образованных субвулканическими телами булгоджинского комплекса. К западу от линии Деларам — Фарси дешифрируются вулканиты, вытянутые в северо-восточном направлении, при этом отмечается у кислых и умеренно кислых разностей пород более темный фототон, чем у вулканитов среднего состава. Четко выделяются РН северо-восточного простирания, срезающиеся Банди-Баянским разломом, а также субширотные и субмеридиональные нарушения.

В центральной части зоны Гильменд на КС со спутника «Лэндсат» хорошо дешифрируются позднемеловые интрузии Аргандабского комплекса, уточняется положение субмеридиональных разломов, ограничивающих Дасти-Наварский грабен, выполненный раннечетвертичными вулканитами. В Гильмендской, как и в Аргандабской, зоне отчетливо дешифрируются система диагональных и ортогональных РН, а также характерное увеличение числа РН в северо-восточных частях зон, где они имеют чешуйчатое строение. Намечающийся взбросовый характер субпараллельных РН северо-восточного простирания подчеркивает спастический тип РН, по всей видимости связанный с движением Индостанской плиты к северу и воздействием северо-западного тангенциального сжатия. В юго-западной части зоны Гильменд по КС с «Джемини» по изменению фототона и рисунка фотоизображения появляется возможность выявить границы изменения состава и мощности карбонатной формации перми, а также установить наличие плиоцен-четвертичных субмеридиональных и субширотных РН, получивших четкие ДП [65]. На КС с «Аполлона-7» оконтуриваются интрузивные образования в районе сел. Сурхабад, Шахристан, Гизао, достаточно надежно дешифрируются межзоны разломы, а также субширотный разлом, ограничивающий с юга докембрийские породы блока Вараз.

В Аргандабской зоне на КС с «Джемини» дешифрируются полосовое ограничение зон Аргандаб и Гильменд, позднемеловая гранитоидная формация (аргандабский комплекс) и прорывающая ее палеогеновая формация субвулканических гранитов (чирананский комплекс). На КС с «Аполлона» в районе сел. Аджерестан отчетливо дешифрируются чешуйчатое строение зоны, преобладающая пологая линейная складчатость, отдельные моноклинали, большое число продольных северо-восточных РН и относительно пологое падение пород в юго-восточном направлении. В Тиринском прогибе дешифрируется наложенный характер погружающейся в юго-западном направлении брахиоструктуры, сложенной позднемеловой морской молассой. В пределах Дасти-Наварской грабенообразной впадины на КС видны отдельные вулканические центры и приуроченные к ним потоки андезито-дацитовых лав, отмечается приуроченность большинства вулканических центров в юго-восточной части впадины к узлам пересечения широтных, меридиональных и северо-восточных РН.

На орогенном этапе формирования альпийской структуры Афгано-Памирского сегмента в целом и Центрального Афганистана в частности особая роль принадлежит региональным тектоническим швам сдвигам, косо секущим все выделенные тектонические зоны Афганистана. Памиро-Афганский глубинный разлом рассекает первоначально единую область седиментации Центрального Афганистана и Южного Памира, смещая памирскую часть на север — левый сдвиг [25]. Такова же роль Памиро-Каракорумского правого сдвига. Третьим поперечным разломом является Урало-Оманский линеамент, отчленивший центральноафганские

структуры от восточноиранских. Глубинные разломы, хорошо проявленные на КС, разделяли Афгано-Памирский сегмент на два крупных, неравномерно надвигавшихся на север континентальных блока. Более восточный, Памирский блок испытал наибольшее смещение. В результате произошел резкий изгиб памирских структур и их отрыв от родственных структур Центрального Афганистана и Каракорума. Это определило характерную черту альпийской структуры региона: кулисообразное расположение всех структурно-фацальных зон и ограничивающих их тектонических швов в крыльях Памиро-Афганского сдвига. На КС отчетливо видно постпалеогеновое проявление Урало-Оманского и Памиро-Афганского РН, что устанавливается по участию в последнем из них палеогенового флиша Пактии. Появление этих РН знаменует собой рекурентную, или резонансную, стадию тектоно-магматической активности региона, связанную с движением Индостанской плиты к северу; возобновляются крупноамплитудные горизонтальные перемещения земной коры, отмечается значительное сокращение площади Афгано-Памирского сегмента (в том числе всех выделенных зон Центрального Афганистана, а также зон Тарнак, Кабул и Катаваз), формируются надвиги и шарьяжи с участием осадочных толщ до неогена включительно, по зонам РН внедряются многочисленные малые интрузии и дайки миоценового интрузивного комплекса. Таким образом, структуры Центрального Афганистана по крайней мере дважды — в середине баррема и в миоцене — испытали существенную переработку, которая выразилась в значительном горизонтальном сжатии и, как следствие этого, в появлении разноамплитудных надвигов и шарьяжей. В четвертичное время продолжаются подвижки по РН и формируются новые субмеридиональные РН, к которым приурочены центры вулканических извержений — вдоль Урало-Оманского линеамента, разлома Хоннешин, пересекающего Сейстанскую впадину, а также разломов Кундалян и Дасти-Навар.

С помощью дешифрирования КС удалось выявить более полную систему разрывных дислокаций на нескольких уровнях генерализации и проанализировать распределение РН с позиций их динамической характеристики.

Многократные тектонические и особенно новейшие движения, которые испытывала территория Центрального Афганистана в фанерозое, в значительной степени снизелировали индивидуальность проявления различных тектонических этапов. РН, являясь частью деформации земной коры, дают представление об особенностях и интенсивности движений в изучаемом районе, а также о направленности подвижек, под воздействием которых формировалась современная структура.

Анализ разрывной тектоники проводился нами по данным дешифрирования аэроснимков масштаба 1 : 60 000 и КС (рис. 26), полученных со спутников «Метеор», «Союз», «Джемини III-IV», «Аполлон-7» и «Лэндсат-1» (рис. 27), а также наземных исследований при геологической съемке.

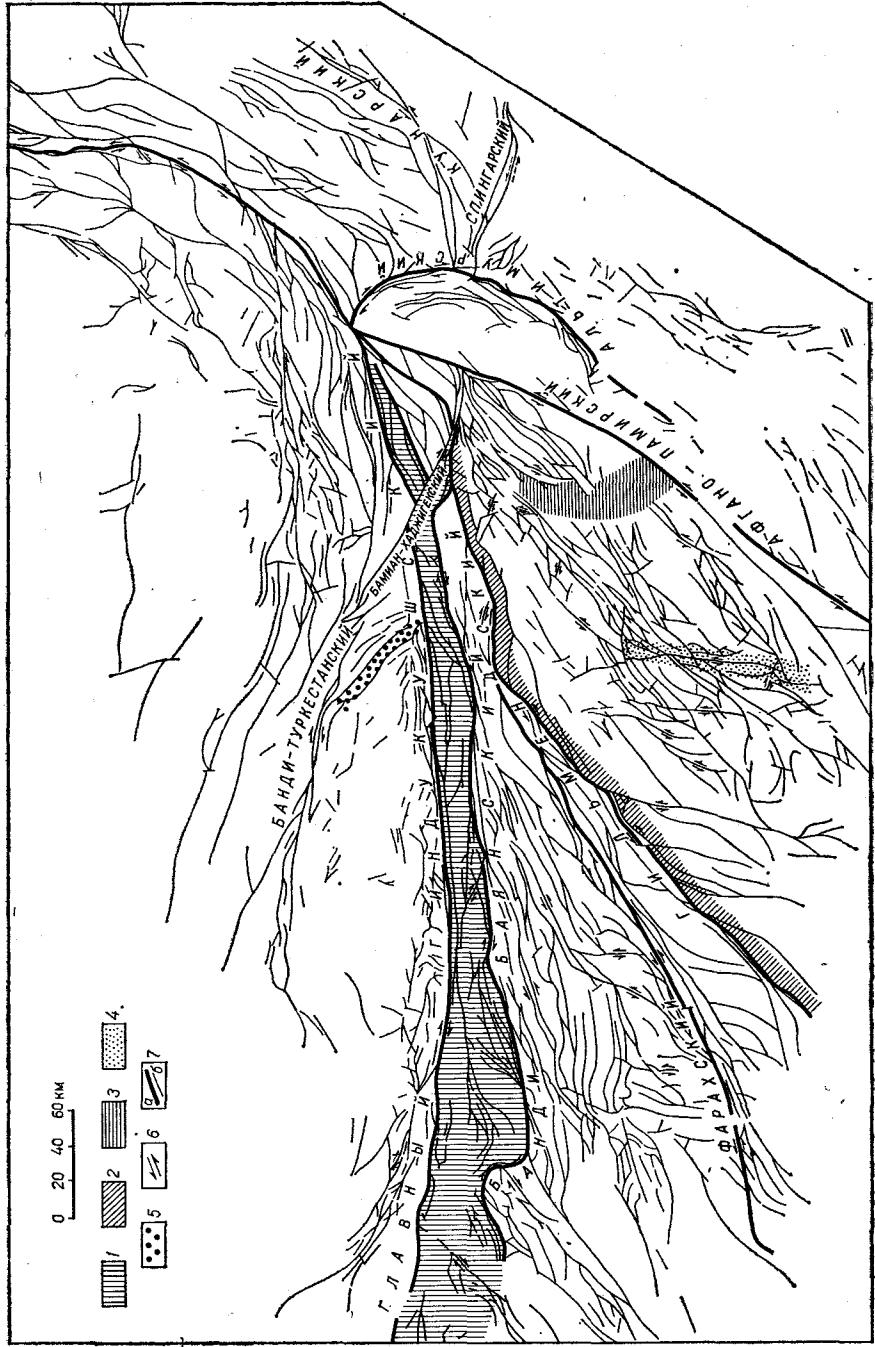


Рис. 26. Схема разломов Афганского региона по данным наземных и аэроисследований.

1 — зона интенсивного меридионального сжатия (Хаджигек); 2 — зона интенсивного северо-западного сжатия (Гильменд); 3 — зона интенсивного субширотного растяжения (Дашти-Навар); 4 — зона умеренного субширотного растяжения (Кундалян); 5 — зона умеренного северо-восточного растяжения (Яковлангская); 6 — сдвиги; 7 — разломы: а — главные, б — второстепенные

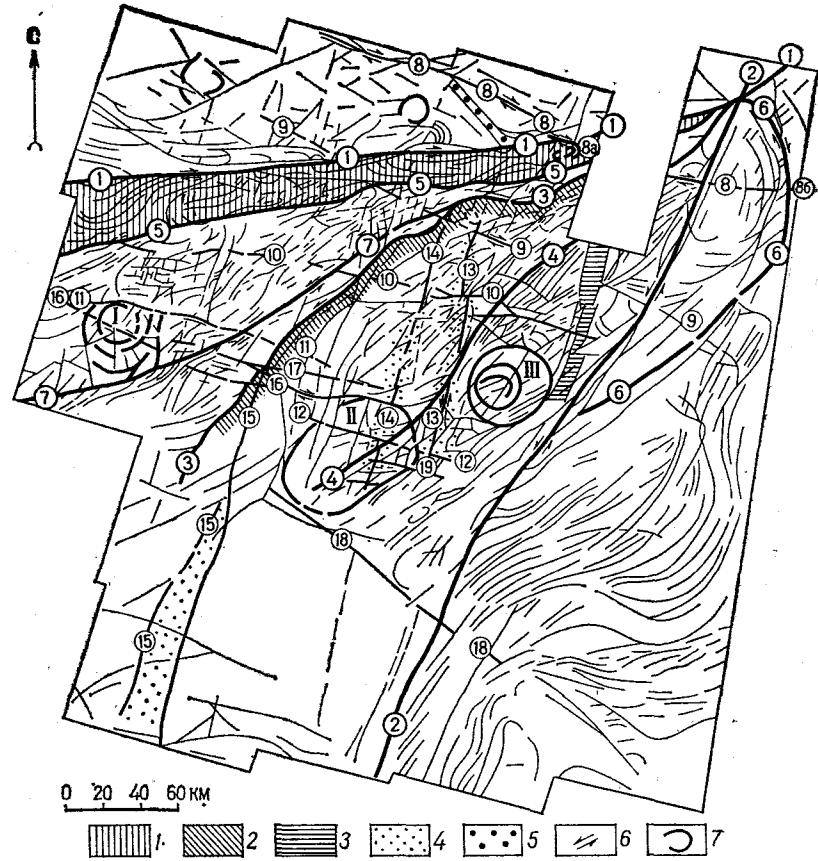


Рис. 27. Схема разломов Центрального Афганистана, составленная по данным дешифрирования КС со спутника «Лэндсат-1».

1 — зона интенсивного меридионального сжатия (Хаджигек); 2 — зона интенсивного северо-западного сжатия (Гильменд); 3 — зона интенсивного субширотного растяжения (Дашти-Навар); 4 — зоны умеренного субширотного растяжения (Кундалян, Ханнешин); 5 — зона умеренного северо-восточного растяжения (Яковлангская); 6 — сдвиги; 7 — колыцевые и дугообразные разломы: I — вулканоструктура Гурзанақ, II—III — интрузивные купола (II — Кандагор, III — Мукур). Основные разломы (цифры в кружках): 1 — Главный Гиндукушский, 2 — Афгано-Памирский, 3 — Гильмендский, 4 — Аргандабский, 5 — Банди-Баянгский, 6 — Альтимурский, 7 — Фарахский, 8 — Банди-Туркестанский, 8а — Бамиан-Хаджигекский, 8б — Спингарский, 13 — Кундалянский, 14 — Тирийский, 15 — Ханнешинский; 11, 12, 16, 17 — Гурзанақ-Тириинская зона разломов; 9, 10, 18, 19 — прочие разломы

Решение задачи интерпретации кинематики тектонических движений осуществлялось путем обработки всех систем РН по различным данным, обсчета и построения розы-диаграмм по отдельным зонам и уровням исследований с применением статического анализа (рис. 28). Это позволило составить представление о направленности тектонических движений путем изучения тектодинамических полей напряжений, отражающихся в характере разрывной тектоники.

Глубинные, длительно развивающиеся Главный Гиндукушский, Памиро-Афганский и Урало-Оманский разломы, а также межзональные разломы — Банди-Баянский, Гильмендский и Аргандабский — контролируют структурный план региона и влияют на распределение РН.

На территории Центрального Афганистана развито несколько типов РН, четко индивидуализированных по простиранию, отличающихся соотношением дизъюнктивных и складчатых элементов, преобладающей ориентировкой, морфологическим и геолого-кинематическим разнообразием. Наибольшее распространение имеют разломы северо-восточного ($50-70^\circ$) простирания. Отличия преобладающих направлений в отдельных зонах от генерального направления незначительны. Так, в Гильмендской и Аргандабской зонах преобладают РН северо-восточного направления ($45-50^\circ$), а в зоне Хаджигек и северной части зоны Фарахруд наряду с северо-восточным направлением не менее важное значение имеет и группа субширотных РН. Несколько меньшее значение субширотные РН имеют в северной части зон Гильменд и Аргандаб, а также на смежной к северу территории южного обрамления Туранской плиты. Остальные типы РН играют резко подчиненную роль в дизъюнктивной структуре района. Среди них следует отметить группу субмеридиональных РН, полнее всего проявленных в южной части Гильмендской зоны, где развиты столь же повсеместно, как и разломы северо-восточной группы. Субмеридиональные РН также играют значительную роль в смежной к северо-востоку территории Кабульской зоны. Резко подчиненную роль субмеридиональные РН играют в Фарахрудской и северной части Гильмендской зоны; в зоне Хаджигек они практически отсутствуют. Во всех зонах Центрального Афганистана некоторое развитие имеют РН северо-восточной ($20-30$ и $30-40^\circ$) ориентировки; как исключение они иногда (южная часть Гильмендской зоны) образуют на розах-диаграммах самостоятельные максимумы.

Число РН на единицу площади в Центральном Афганистане в целом убывает с севера на юг и с северо-востока на юго-запад. Максимальное количество их выявлено в суживающихся частях Гильмендской, Аргандабской и Фарахрудской зон, в зоне Хаджигек, наименьшее — в Сейстанской впадине (см. рис. 26).

Наличие четких разнонаправленных систем РН дает некоторую возможность применения разработанной в последние годы А. В. Лукьяновым (1965 г.), Л. М. Расцветаевым (1973 г.) и Н. Н. Херасковым (1977 г.) методики предварительной оценки возможного

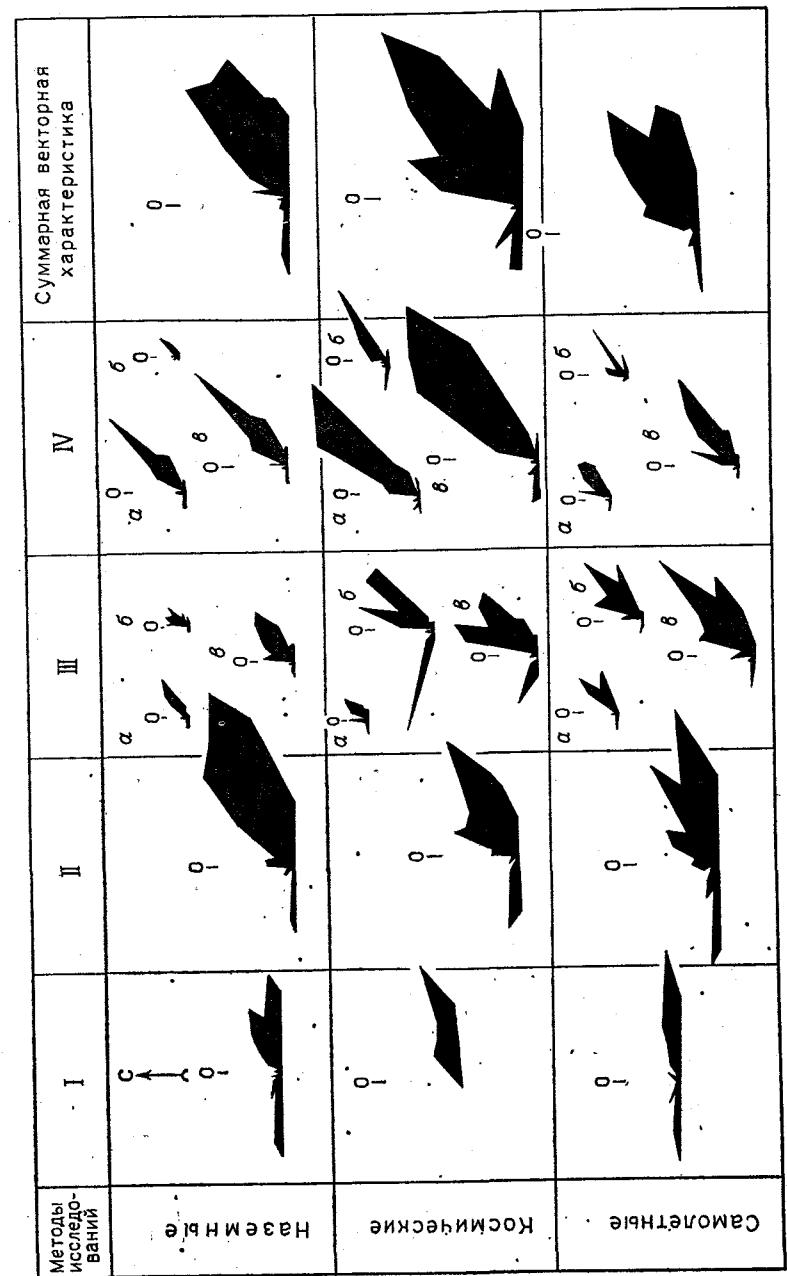


Рис. 28. Розы-диаграммы разломов Центрального Афганистана и их суммарная векторная характеристика.
Тектонические зоны: I — Хаджигек; II — Фарахруд; III — Гильменд; IV — Аргандаб; а — северная часть зоны, б — южная часть зоны, в — суммарная характеристика зоны

кинематического типа РН разного простирания в зависимости от отношения их к вектору максимального горизонтального сжатия. Исходя из преобладающего северо-восточного (50 – 60°) и частично субширотного (Хаджигек) простираций складчатых структур Центрального Афганистана, можно предположить, что векторы максимального горизонтального сжатия были ориентированы (в разное время) в северо-западном (320 – 330°) и субмеридиональном направлениях, что отвечает двум тектоническим полям напряжений. Одно из них — трансрегиональное, объединяющее Центральный Афганистан со смежными районами Альпийского пояса и характеризующееся субмеридиональным направлением максимального сжатия, второе — тектоническое поле напряжений — связано с воздействием северо-западного сжатия («главное» и «леводиагональное» тектонические поля напряжений, по Л. М. Расцветаеву) [53].

В главном поле напряжений возникли субширотные структуры нормального сжатия (взбросы, поддвиги, надвиги, покровы и чешуйчатые структуры). Наиболее четко они проявлены в зоне Главного Гиндукушского разлома и в Хаджигекской зоне, генеральное простиранье которых также субширотное.

Диагональные структуры сдвигового типа, парагенетически связанные с главным тектоническим полем напряжений, имеют не менее важное значение (четкое наличие характерной мелкой сети РН и трещин скола, диагонально ориентированных по отношению к простирианию спастической зоны Хаджигек, отчетливо видно на ТКС со спутника «Лэндсат»). Среди них выделяются северо-восточные структуры левого сдвига (праводиагональные сколы и складчатые зоны сдвиговых деформаций) и северо-западные структуры правого сдвига (леводиагональные сколовые разрывы). Характерной отличительной особенностью их являются диагональное положение по отношению к генеральному простирианию складчатости и по отношению к структурам первой группы, а также большая крутизна и относительная прямолинейность. Наиболее значительной левосдвиговой структурой является крупнейший Памиро-Афганский разлом. Отмечается также ряд внутризональных левосдвиговых РН северо-восточного простириания в восточных частях Гильмендской, Аргандабской и Фарахрудской зон.

Правосдвиговые деформации главного поля напряжений отмечаются вдоль северо-западных (леводиагональных) РН. Наиболее четкие доказательства этого выявлены в Банди-Туркестанском разломе [67] и на его юго-восточном Бамиан-Хаджигекском продолжении, где смещение Туркманского клина в юго-восточном направлении достигает 10 – 15 км. Единство Банди-Туркестанского и Бамиан-Хаджигекского разломов и продолжение его в восток-юго-восточном направлении за пределами Кабульской зоны в Северо-Западном Пакистане отчетливо видны при дешифрировании снимков со спутников «Метеор» и «Лэндсат».

Субмеридиональные структуры поперечного растяжения (сбросы, раздвиги, рифтогенные зоны, коробчатые синклинали) наибо-

лее хорошо проявлены в новейшее время в качестве зон повышенной магматической проницаемости. По-видимому, с этими структурами, надежно дешифруемыми на КС с «Союза», «Аполлона», «Лэндсата», связаны системы субмеридиональных опусканий вдоль Урало-Оманского линеамента, зоны повышенной магматической проницаемости, к которым приурочены системы роевых даек миоценового возраста в западной части Фарахрудской зоны, а также раннечетвертичный вулканализм Дашти-Навар, Ханнешин (Сейстанская впадина) и среднечетвертичный вулканализм Аспаран (Урало-Оманский линеамент — западнее устья Харутруд) и Сарлог (юго-восточное ограничение Туранской плиты, севернее Яковланга). Характерной чертой большинства поперечных РН является их «сквозной» характер — прослеживание в различных структурных зонах.

Во втором тектоническом поле напряжений возникли северо-восточные «леводиагональные» структуры сжатия (взбросы, надвиги, покровные и чешуйчатые структуры), наиболее четко проявленные в структурах Пасабандского Кундаляна, в зонах Гильмендского и Мукурского разломов и в северо-восточных окончаниях Фарахрудской, Гильмендской и Аргандабской тектонических зон. К этому же полю напряжений относятся правосдвиговые перемещения вдоль Главного Герирудского разлома, отмеченные В. Е. Ханиным (1969 г.), В. И. Славиным (1969 г.) и И. И. Сборщиковым (1974 г.), а также сбросо-раздвиговой природы Яковлангский грабен, четко дешифруемый на КС с «Джемини» и «Лэндсат».

Структуры обоих комплексов не встречаются изолированно и иногда пространственно связаны друг с другом, являясь формами проявления ортогональных и диагональных полей напряжений. Одни и те же РН в разное время могли развиваться с различными накладывающимися геолого-кинематическими схемами деформации. Так, субмеридиональные левосдвиговые РН в центральной и в меньшей степени западной частях Аргандабской и Гильмендской зон при переходе в Фарахрудскую зону являются примером спастических систем РН. Близкой к рассмотренной является и система перехода субмеридиональных РН в центральной части Фарахрудской зоны в РН зон сжатия северо-восточного простириания вблизи Банди-Баянского разлома, ограничивающего с юга Хаджигекскую зону. Урало-Оманский и Дашти-Наварский меридиональные РН также, по всей видимости, являлись сдвиговыми структурами, преобразованными в новейшее время в раздвиговые. Сдвиговый характер Афганского звена Урало-Оманского линеамента, как считает и Л. М. Расцветаев, возможно, связан с «праводиагональными» структурами сжатия Восточного Хорасана. При этом формирование РН Центрального Афганистана было длительным и многофазным, а простириание их и кинематика могли значительно меняться как в пространстве, так и во времени. Два тектонических поля напряжений, сложно взаимодействуя между собой и радиальными блоковыми движениями на неотектоническом этапе, создали здесь сложную кинематическую картину сети РН.

Наряду с описанными системами РН на КС с «Союза» и «Лэндсат» выделяется ряд РН, расшифровка которых помогает более точно интерпретировать строение района. Так, выделяются крупные, ограниченные кольцевыми РН вулканоструктуры, сложенные эоцен-олигоценовыми позднеорогенными вулканитами: Гоурзанак площадью около 3000 км² в Фарахрудской зоне и Мушак в восточной части зоны Хаджигек. Севернее городов Кандагара и Мукура в Аргандабской интрузии четко дешифрируются крупные магматические структуры центрального типа — Кандагар и Мукур интрузивные купола, ограниченные кольцевыми РН, один из которых достигает площади около 2500 м², а другой, соответственно — 2000 км².

К северу от Главного Гиндукушского разлома (северо-западнее сел. Яковланг) на снимках с «Джемини» и «Лэндсат» обнаружена система примыкающих к нему дугообразно оперяющих швов, возможно, левосдвигового характера. Дугообразно изгибаюсь, эти швы переходят по простианию в северо-западные и субширотные нарушения. Близкая к описанной система дислокаций к северо-востоку от сел. Чаште-Шериф описана по наземным данным И. М. Сборщиковым [67]. Система разломов Чаште-Шериф подтверждается дешифрированием ТКС и так же, как и расположенная в 200 км к востоку Яковлангская, может быть объяснена правосдвиговыми деформациями вдоль Главного Гиндукушского разлома.

Краткий анализ формаций и их отражение на КС

Анализ КС и ТКС Центрального Афганистана показывает их лучшую информативность в отношении выделения формационных комплексов и формаций по сравнению со стратиграфическими подразделениями. В Центральном Афганистане во временной последовательности выделяются геосинклинальные, квазиплатформенные и орогенные формации (рис. 29).

Протерозойские формации. Среди геосинклинальных формационных комплексов метаморфического основания рассматриваются доверхнепротерозойская и верхнепротерозойская формации.

Наиболее древняя из них — гнейсовомигматитовая формация распространена в Гильмендской и Хаджигекской зонах (кунакская серия). Нижняя часть ее (5000—6000 м) представлена гнейсами, гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами с подчиненными мигматитами и амфиболитами. Первичный состав пород вулканогенно-терригенный. Верхняя часть формации (3000—3500 м) несколько слабее метаморфизована.

На КС с «Джемини» и «Аполлона» формация изучалась вдоль северо-западного обрамления Гильмендской зоны. В бассейне р. Муса-Кала она отличается светло-серым фототоном, нечетким пятнистым рисунком фотоизображения, незначительным эрозионным

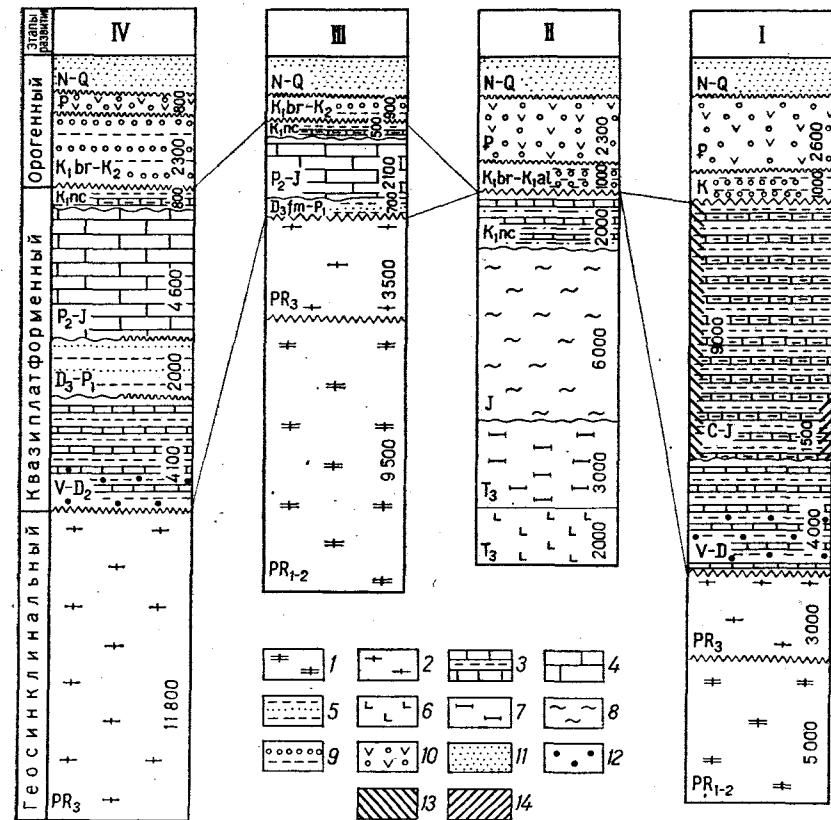


Рис. 29. Формационная схема Центрального Афганистана.

Тектонические зоны: I — Хаджигек, II — Фарахруд, III — Гильменд, IV — Аргандаб. Формации: 1 — гнейсово-магматитовая, 2 — флишондная, 3 — карбонатно-терригенная, 4 — карбонатная, 5 — терригенная, 6 — спилито-диабазо-кератофировая, 7 — аспидная, 8 — флишевая, 9 — нижняя морская моласса, 10 — верхняя красноцветная континентальная моласса с орогенными вулканитами порфировой формации, 11 — неоген-четвертичная красноцветно-сероцветная моласса (на отдельных участках вулканиты среднего и основного состава); субформации: 12 — базальная карбонатно-терригенная, 13 — терригенная, 14 — карбонатная.

расчленением, умеренной увлажненностью поверхности и плохо выраженной трещиноватостью.

Флишондная терригенная зеленосланцевая формация верхнего протерозоя, резко несогласно залегающая на гнейсово-магматитовой, развита в зонах Аргандаб, Гильменд и Хаджигек и характеризуется мощностями от 3000 до 11 800 м. Для формации характерны фациальная изменчивость и появление вулканогенных пород.

На КС образования формации вследствие значительной формационной изменчивости имеют несколько различные ДП. Так, для зоны Аргандаб характерны: наиболее темный, почти черный фототон пород; мелкопятнистый рисунок фотоизображения, переходящий к северо-востоку от г. Калата в расплывчато-перистый; сла-

бое и умеренной интенсивности эрозионное расчленение поверхности и редкая грубая трещиноватость пород. В зоне Гильменд на широте сел. Шахристан фототон изменяется до серого и темно-серого, рисунок фотоизображения становится тонкополосчато-извилистым, а северо-западнее сел. Шахристан — от мелко- до среднепятнистого. ДП формаций в зоне Хаджигек и в северо-западной части зоны Гильменд практически не отличаются между собой.

Фанерозойские формации. Формации зон Аргандаб, Гильменд, Хаджигек отвечают квазиплатформенному (венд — баррем) и орогенному (баррем — кайнозой), а формация зоны Фарахруд — геосинклинальному (верхний триас — баррем) и орогенному (баррем — кайнозой) этапам развития.

В составе квазиплатформенных формаций выделяются карбонатно-терригенная, терригенная и карбонатная окраинно-континентальные шельфовые формации.

Карбонатно-терригенная формация (венд — средний девон) распространена только в зонах Аргандаб и Хаджигек. Большая часть выходов формации на поверхность приурочена к небольшим по площади тектоническим блокам. В южном обрамлении Аргандабского интрузивного массива на КС для пород верхней части формации на фоне темно-серого, серого фототона и неяснопятнистого рисунка фотоизображения, связанного с терригенными породами, удается отдешифровать редкие, недостаточно четкие светло-серые полосчатые участки кварцевых песчаников и известняков силура и известняков девона.

Терригенная формация (верхний девон — нижняя пермь) развита в основном в юго-восточной части Центрального Афганистана (прогибы Аргандаб и Гильменд). Мощность формации до 2000 м, в краевых частях прогибов она резко уменьшается, вплоть до полного выклинивания ее верхней части. На КС формация характеризуется преимущественно серым до темно-серого фототоном, мелкопятнистым до пятнисто-струйчатого (зона Аргандаб) рисунком фотоизображения, умеренным до среднего (зона Аргандаб) эрозионным расчленением поверхности, от средней до хорошей интенсивностью (зона Аргандаб) увлажнения и четко проявленной трещиноватостью. Дешифровочные признаки терригенной формации в зоне Хаджигек практически аналогичны дешифровочным признакам для зон Аргандаб и Гильменд. При этом отмечается лишь незначительное осветление фототона.

Карбонатная формация (верхняя пермь — юра) широко развита в юго-восточной части Центрального Афганистана. Максимальные мощности (4600 м) соответствуют внутренним, а минимальные (1400 м) — краевым частям Гильмендского и Аргандабского прогибов. На КС отложения нижней части формации зоны Гильменд характеризуются темно-серым, освещляющимся с востока на запад фототоном, что, по всей видимости, связано с уменьшением мощности и изменением состава формации. В этом же направлении изменяется и рисунок фотоизображения, который с востока на запад переходит от крупнопятнистого до

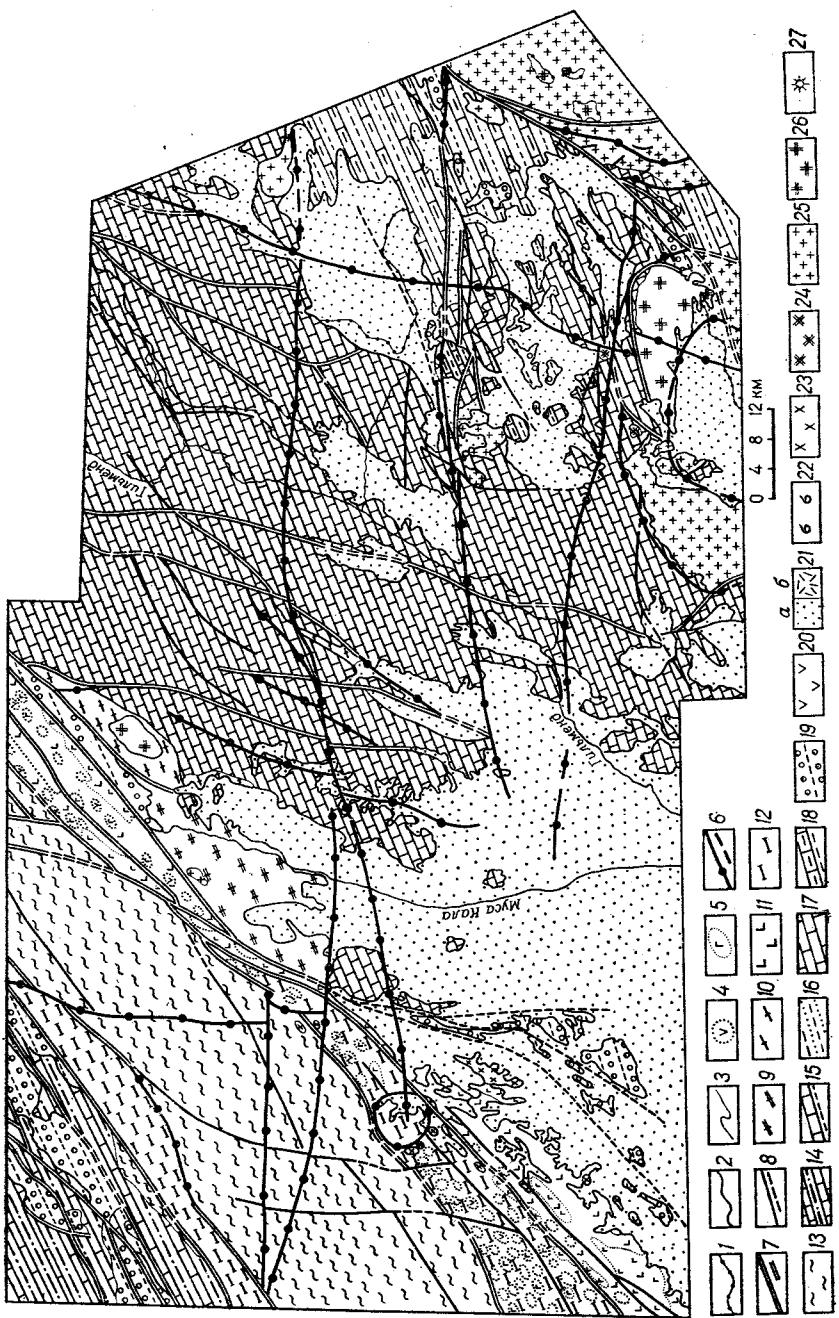
мелкопятнистого, с ризоидного на простой. Характерны средней интенсивности эрозионное расчленение поверхности, умеренная до средней увлажненность и интенсивная трещиноватость. В зоне Аргандаб фототон светло-серый до серого, рисунок фотоизображения от мелко- до среднепятнистого. Небольшие по площади выходы формации в зоне Хаджигек имеют близкие ДП с зоной Гильменд. Для всех зон на КС характерны «жесткие» ребристые формы рельефа. Верхняя часть карбонатной формации во всех зонах характеризуется темно-серым и несколько реже серым фототоном, крупно-, средне-, реже мелкопятнистым рисунком фотоизображения поверхности, умеренной увлажненностью и трещиноватостью. В отличие от нижней части формации характерными становятся относительно мягкие с неясной ребристостью формы рельефа.

В составе геосинклинальных формаций зоны Фарахруд выделяются спилито-диабазо-кератофировая, аспидная, флишевая и карбонатно-терригенная. Спилито-диабазо-кератофировая формация выделяется в основании геосинклинального комплекса зоны Фарахруд (верхнетриасовая серия Навзод мощностью до 2000 м). Характерна тесная ассоциация с гипербазитами и габброидами. На КС образования формаций имеют густо темно-серый, наиболее темный среди других формаций Центрального Афганистана фототон, островной рисунок фотоизображения, интенсивное эрозионное расчленение поверхности и хорошо проявленные увлажненность и трещиноватость.

Аспидная формация (верхний триас) распространена только в Фарахрудской зоне (пасабандская свита); мощность ее 2000—3000 м. На КС для пород аспидной формации характерны серый до темно-серого фототон, ребристый (струйчатый) рисунок фотоизображения, средняя увлажненность и хорошо проявленная трещиноватость. В бассейне р. Хашруд отмечается постепенное потемнение фототона с северо-запада на юго-восток при приближении к Гильмендскому разлому, в этом же направлении рисунок фотоизображения изменяется на рашипилевидный. Изменения ДП связаны с постепенным увеличением по простирации в составе формации количества вулканогенного материала.

Флишевая формация (юра) мощностью до 6000 м, развитая в наиболее прогнутых участках Фарахрудской зоны, на КС большей части территории имеет серый до светло-серого фототон, среднепятнистый и реже неяснополосчатый рисунок фотоизображения, хорошо проявленную трещиноватость и умеренную увлажненность поверхности. В юго-восточной части Фарахрудского прогиба (бассейн р. Хашруд) преобладают серый фототон, рашипилевидный рисунок фотоизображения, интенсивная и хорошо проявленная трещиноватость пород.

Карбонатно-терригенная формация мощностью от 500 до 2000 м распространена в западной и краевых частях зоны Фарахруд, а также в остаточных прогибах зон Аргандаб, Гильменд и Хаджигек. На КС она имеет светло-серый до серого фототон, мелко- и среднепятнистый рисунок фотоизображения,



неясно выраженную трещиноватость и умеренную увлажненность.

Среди орогенных формаций Центрального Афганистана выделяются нижняя морская моласса, верхняя красноцветная континентальная моласса и неоген-четвертичная красноцветно-сероцветная моласса.

Фациально изменчивая нижняя морская моласса (баррем — верхний мел) мощностью до 2000 м. Породы формации характеризуются светло-серым, серым (Гильменд, Хаджигек) и серым, темно-серым (Аргандаб) фототоном. В Фарахрудской зоне более типично контрастное сочетание светло-серого фототона с окружающими породами. Рисунок фотоизображения от среднекрупнопятнистого до хаотического (Фарахрудская зона).

Верхняя красноцветная континентальная моласса с орогенными вулканитами порфировой формации (палеоген). В состав формации входят вулканиты и перекрывающие их терригенные красноцветные породы мощностью от 800 до 2000 м. На КС для вулканитов типичны серый до темно-серого фототон, островной и яснопятнистый рисунок фотоизображения, интенсивное эрозионное расчленение поверхности и хорошо проявленная трещиноватость пород. В западной части Фарахрудской зоны фототон у кислых и умеренно кислых разностей пород более темный, чем у вулканитов среднего состава. Для терригенных пород верхней части формации характерны серый фототон, среднепятнистый рисунок фотоизображения и умеренная трещиноватость.

Неоген-четвертичная красноцветно-сероцветная моласса мощностью до 2000 м. В составе формации на отдельных участках выявлены четвертичные вулканиты андезито-дацитового и андезито-базальтового состава (Дашти-Навар, Пасабанд, Сарлог и др.) мощностью до 700 м. Породы нижней (неогеновой) части формации на КС имеют светло-серый до серого фототон, аморфный, неяснопятнистый бесструктурный, редко струйчатый рисунок фотоизображения, слабое эрозионное расчленение, и хорошую увлажненность поверхности, плохо выраженную трещиноватость пород.

Рис. 30. Схема формационного дешифрирования Центрального Афганистана бассейнов рек Муса-Кала, Гильменд.

1—3 — границы формаций, установленные: 1 — по КС, 2 — по КС, АС и наземными наблюдениями, 3 — по аэро- и наземным наблюдениям; 4, 5 — контуры распространения вулканитов среднего и основного состава, установленные: 4 — по КС, 5 — по АС и наземным наблюдениям; 6—8 — тектонические контакты, установленные и предполагаемые: 6 — по КС, 7 — по КС, АС и наземным наблюдениям, 8 — по АС и наземным исследованиям; 9—14 — формации геосинклинальные: 9 — гнейсово-мigmatитовая (PR_{1-2}), 10 — флишоидная (PR_3), 11 — спилито-диабазо-кератофировая (T_3), 12 — аспидная (T_3), 13 — флишевая (J), 14 — карбонатно-терригенная (K_1nc); 15—18 — формации квазиплатформенные: 15 — карбонатно-терригенная ($V-D_2$), 16 — терригенная (D_3-P_1), 17 — карбонатная (P_2-J), 18 — карбонатно-терригенная (K_1nc); 19 — нижняя морская моласса ($K_{br}-K_2$); 20 — верхняя красноцветная континентальная моласса с орогенными вулканитами порфировой формации (P); 21 — неоген-четвертичная красноцветно-сероцветная моласса (a) с четвертичными вулканитами (b); 22 — гипербазитовая муллаякубского комплекса, 23 — габбро-плагиогранитовая ходжанского комплекса, 24 — габбро-монzonито-сиенитовая (K_1) заркашанского комплекса, 25 — гранитоидная (K_2) аргандабского комплекса, 26 — субвулканических гранитов (P) чинаранского комплекса, 27 — вулканы.

На основании ДП формаций для юго-восточной части Центрального Афганистана (бассейны рек Муса-Кала, Гильменд, Аргандаб) был составлен ряд схем распространения главных формаций с учетом КС и наземных исследований.

На КС наиболее дешифрируются следующие интрузивные формации: гипербазитовая, габбро-плагиогранитовая, габбро-монтонит-сиенитовая, гранитоидная и субвулканических гранитов (рис. 30).

В состав гипербазитовой, габбро-плагиогранитовой формаций входят позднетриасовый мулляякубский гипербазитовый и хаджанский таблоидный комплексы, развитые среди пород офиолитовой ассоциации вблизи Главного Гиндукушского, Памиро-Афганского и Гильмендского глубинных разломов. На КС для формаций типичны серый, темно-серый, наиболее темный среди пород района фототон, неяснопятнистый, расплывчатый, редко лапчатый рисунок фотоизображения с характерной овальной, округлой, удлиненно-линзовидной конфигурацией в плане.

Породы габбро-монтонит-сиенитовой формации (заркашанский и гарибинский раннемеловые интрузивные комплексы) на КС четко приурочены к РН субмеридионального и северо-восточного простираций. Характерны темно-серый фототон, неясномелкопятнистый рисунок фотоизображения, умеренная расчлененность рельефа.

Образования гранитоидной формации (позднемеловой аргандабский интрузивный комплекс) приурочены к Джагуринскому РН северо-восточного простирания. На КС для них характерны белесый, светло-серый до серого фототон, неясно- до среднепятнистого (зона Аргандаб), аморфный — неяснопятнистый (Гильменд) рисунок фотоизображения, ромбовидная до неясно-трапециевидной трещиноватость.

Породы формации субвулканических гранитов (эоценовые субвулканические, жерловые и экструзивные образования каработайского комплекса, гранитоиды булгуджинского и чинаранского комплексов) на КС приурочены к РН субмеридиональному, северо-восточного простираний, а также к кольцевым структурам. Характерны светло-серый фототон, крапчатый рисунок фотоизображения и плохо выраженная трещиноватость.

Для андезито-дацитовой формации (нижнечетвертичные жерловые, экструзивные, субвулканические образования плато Дасти-Навара) и карбонатитовой формации Ханнешин на КС характерна связь с субмеридиональными сквозными разломами. Жерловые образования андезито-базальтовой формации проявлены в центральной части Фарахрудской зоны (сел. Пасабанд). На КС вулканические аппараты приурочены к узлам сочленения северо-восточного (Пасабандского) и субмеридиональных РН. Аналогичные образования в пределах юго-восточной части Туранской плиты (Сарлог) приурочены к зоне сочленения северо-западного РН (Банди-Туркестанского) с субмеридиональными сквозными нарушениями. Вулканические аппараты

Аспаран западнее устья р. Харут-Руд приурочены на КС к субмеридиональному Урало-Оманскому РН.

На КС устанавливается тесная связь магматизма с РН. Докембрийские интрузивные комплексы расположены вблизи крупных РН, разделяющих стабильные блоки с континентальной корой (Хаджигек, Гильменд, Аргандаб) и прогибы, заложенные на океанической коре (Фарахруд); позднетриасовые комплексы приурочены к северо-восточным РН в областях с океанической корой, а меловые — миоценовые — к северо-восточным и субмеридиональным РН. Магматические структуры центрального типа, ограниченные кольцевыми РН, проявлены в палеогене. С миоценом отмечается четкая приуроченность интрузивных комплексов к субмеридиональным РН. Четвертичные интрузивные комплексы приурочены к субмеридиональным сквозным РН.

Геологическая информативность КС

Информативность разномасштабных КС определялась нами при изучении особенностей тектоники региона.

На глобальном снимке с «Зонда-7» отчетливо дешифрируются краевые разломы, разделяющие разнородные тектонические сооружения типа геосинклиналей и платформ и обобщенный рисунок отдельных частей Средиземноморского пояса Евразии. ТС с 18-го «Метеора» (масштаб 1 : 7 000 000) Средней Азии и прилегающих к ней с юга альпийских складчатых сооружений более информативен. Помимо краевых разломов на нем видны крупные РН, разделяющие структурные области и зоны в пределах складчатых сооружений, а также крупные выступы фундамента, срединные массивы и наложенные орогенные впадины. Выделяются генеральные направления складчатости. В платформенных регионах появляется возможность диагностировать основные литологические и стратиграфические комплексы, такие, как вулканогенные и интрузивные породы, отложения платформенного чехла и метаморфические образования складчатого фундамента. Информативность данного уровня генерализации в плане выявления новых элементов тектоники ограничивается в основном узкими линейными зонами РН.

На региональных КС, полученных с различных космических аппаратов масштаба 1 : 5 000 000 и крупнее, в пределах складчатых областей представлялась возможность дешифрировать следующие основные тектонические элементы: глубинные разломы, скрытые разломы глубокого заложения и оперяющие их РН; скрытые крупные РН под чехлом четвертичных нарушений, покровы, надвиги, сбросы, кольцевые РН, вулканоструктуры, большие антиклинальные и синклинальные складки, крупные несогласия, интрузивные купола и штоки. Были проведены количественные измерения сдвиговой составляющей РН. Достаточно определено диагностируется целый ряд формаций (карбонатных, флишевых, терригенных, карбонатно-терригенных, красноцветных и

др.) и в меньшей степени стратиграфических подразделений на уровне серий, свит. Более высокая разрешающая способность изображений КС данного масштаба дает резкий скачок информативности, выражющийся в существенном расширении как диапазона выявляемых тектонических элементов, так и общего их числа. В Центральном Афганистане, например, уточняется положение Урало-Оманского линеамента и Главного Гиндукушского, Банди-Баянского и Гильмендского разломов, а в южном ограничении Туранской плиты — Банди-Туркестанского разлома. В западной части зоны Хаджигек уточняется положение покровов Кохи-Тарака, Кохи-Кафтархан, Рабат-и-Сапча, Дехран и ряда слабо вскрытых интрузивных куполов. Впервые выделяется крупная вулканоструктура Гоурзонак, ограниченная кольцевыми РН в бассейне р. Фараҳруд, четко дешифрируются правосдвиговые диагональные разломы в западной части зоны Фараҳруд.

На КС со спутника «Лэндсат-1» выявлен разлом, разделяющий Гильмендскую и Аргандабскую зоны, а также наиболее молодые сквозные, субмеридиональные и субширотные разломы. Выделяются крупные ограниченные кольцевыми РН, вулканоструктуры, выполненные орогенным вулканитами палеогена: Гоурзонак — в Фараҳрудской зоне и Мушак — в восточной части зоны Хаджигек, а также в составе Аргандабского интрузива структуры центрального типа — интрузивные купола Кандагар и Мукур.

Снимки детального уровня генерализации (масштаба 1 : 1000 000 и крупнее) дают возможность различать элементы залегания в пределах отдельных складок, выделяя круто-, средне- и полого-залегающие. Иногда дешифрируются угловые несогласия и трансгрессивное залегание. В ряде РН можно определить направление падения сместителя. Выделяются ряд неотектонических структур, вулканические аппараты, соляные купола, штокобразные и куплообразные интрузии, системы радиальных и кольцевых разломов, трещиноватость. Возможности распознавания литолого-формационных и стратиграфических объектов увеличиваются. Например, в зонах Гильменд и Аргандаб подтверждаются границы распространения выделенных при наземной съемке масштаба 1 : 500 000 структурно-формационных комплексов и частично более дробных подразделений, а также границы этих зон. В зоне Хаджигек уточняется положение покровов Кохи-Тарака, Рабат-и-Сапча, Кохи-Кафтархан, приуроченных к системам северо-восточных (правосдвиговых) РН, связанных с движениями в Иранском секторе Средиземноморского пояса. В зоне Гильменд удалось уточнить ряд геологических границ и выявить участки изменения состава и мощности позднепермской карбонатной формации, уточнить границы верхней терригенной молассы плиоцен, а также установить наличие плиоцен-четвертичных субмеридиональных и субширотных РН в зонах Фараҳруд, Гильменд и Аргандаб. Сдвиговая составляющая субмеридионального РН в бассейне р. Муса-Кала составляет 11 км, а для субширотных РН — 2—2,5 км.

Количественный анализ РН — важный аспект информативности КС. Оценка числа РН, их плотности, протяженности, направлений по данным наземных, традиционных методов исследований, аэрофотосъемки и космофотосъемки в пределах различных структурных зон (см. рис. 26) выявляет следующие закономерности. По всем видам съемок преобладающие суммарная длина и количество РН выявлены в направлении главного, северо-восточного простирания структур Центрального Афганистана. Менее проявлено субширотное направление (за исключением зоны Хаджигек) и крайне редки РН вкрест простирания структур. Прирост информации по данным КС отмечается по субмеридиональному и юго-восточному направлениям. Для первого направления он характерен для всего Центрального Афганистана, за исключением зоны Фараҳруд. Отмечается прирост информации в пределах зон Гильменд, Катаваз и Сейстанской впадины для субширотного направления, а для зон Аргандаб, Тарнак, Кабул, Катаваз и Сейстанской впадины в пределах северо-восточного и юго-восточного направлений.

Использование КС при поисках полезных ископаемых

Использование космических и других дистанционных методов помогает более целенаправленно вести поиски полезных ископаемых.

С помощью анализа космофотоизображений в ряде случаев стало возможным определять, уточнять и детализировать площади распространения некоторых рудоносных формаций, структур, центров вулканической деятельности, положение разрывных нарушений, с которыми связаны участки, перспективные на поиски полезных ископаемых. В комплексе с другими геологическими методами представляется возможным детализировать прогнозные и прогнозно-металлогенические карты путем анализа пространственного положения магматических, осадочных и метаморфических рудоносных формаций, рудоконтролирующих и рудоконцентрирующих разломов и структур [65].

Возможность выявления на космоснимках потенциально рудоносных формаций. На КС «Джемини» в Гильмендской зоне дешифрируются образования гнейсово-магматитовой формации, с которой в верховьях р. Муса-Кала связаны мусковитсодержащие пегматиты. Четкая приуроченность выходов формации к Гильмендской зоне и хорошо дешифрируемому Гильмендскому глубинному разлому позволяет ориентировать поисковые работы вдоль юго-восточного обрамления этого разлома. На КС хорошо просматривается полосовое разграничение Фараҳрудской и Гильмендской зон. Вдоль этого РН в подзоне Хашруд отчетливо дешифрируются позднетриасовые эвгеосинклинальные образования кератофиро-спилито-диабазовой, гипербазитовой и габбро-плагиогранитовой формаций. С кератофиро-спилито-диабазовой формацией навзодской серии в северо-западном ограничении Фараҳруд-

ского геосинклинального прогиба связаны медноколчеданные рудопроявления и месторождение Шайда. С гипербазитовой формацией муллаякубской серии ассоциируют проявления хрома и асбеста. Так, в бассейне рек. Пандшер и Логар, по данным Л. Г. Гумерова и Э. Б. Невретдинова, к аналогичным образованиям приурочены месторождения хризотил-асбеста и хромита. С габбро-плагиогранитовой формацией связаны скарновые проявления железа (магнетитового типа в зоне Аргандаб) и реже меди.

Значительная устойчивость на космоснимках ДП офиолитовой ассоциации позволяет составлять мелкомасштабные прогнозные карты больших территорий перечисленной группы полезных ископаемых.

На ПКС и СКС с «Лэндсата», «Аполлона» и «Джемини» выделяются гранитоидная формация позднемелового возраста в зоне Аргандаб (аргандабский комплекс), а также небольшие выходы пород формаций субвулканических гранитов (чинаранский интрузивный комплекс) эоцен-олигоценового возраста. Дешифрирование крупных выходов пород этих формаций в условиях мелкомасштабного геологического картирования дает возможность прогнозировать поиски полезных ископаемых, связанных с пневматолитовой кварц-касситеритовой, грейзен-касситеритовой рудными формациями, типичными для чинаранского интрузивного комплекса, и с гидротермальной меднополиметаллической (с золотом) формацией для аргандабского интрузивного комплекса. Описанные ДП позволили составить прогнозные схемы отдельных участков Фарахрудской, Гильмендской и Аргандабской зон Центрального Афганистана.

Связь рудопроявлений и разломов по данным дешифрирования КС. Изучение распределения рудных объектов показывает взаимосвязь их с РН, отчетливо дешифрирующимся по КС и их ДП.

Большинство ртутных проявлений Центрального Афганистана приурочено к отчетливо дешифрирующимся разломам Фарахрудского ртутоносного пояса. Здесь в зависимости от тектонической позиции и приуроченности к определенной системе РН выделяются:

1. Ртутоносные зоны вдоль зон глубинных разломов, являющихся ограничениями крупных тектонических структур складчатых зон. К подобным разломам относятся хорошо дешифрирующиеся на КС с «Метеора», «Джемини» и «Аполлона» Гильмендский и Мукурский разломы. Первый из них разделяет Фарахрудскую и Гильмендскую зоны, сопровождается выходами офиолитовой ассоциации пород и прослеживается на расстояние свыше 450 км. Второй, прослеживаясь на несколько сот километров, соединяется в своем северо-восточном окончании с крупнейшим Памиро-Афганским глубинным разломом. В зоне Гильмендского разлома южнее сел. Панджао в тектонических клиньях выявлена группа ртутных рудопроявлений Дарваза, приуроченных к терригенно-красноцветной формации эоцен-олигоценового возраста. В зоне Мукурского разлома к северо-востоку от г. Кандагара вбли-

зи выходов пород офиолитовой ассоциации обнаружен участок, перспективный на поиски коренного оруденения.

2. Ртутоносные зоны вдоль продольных РН северо-восточного направления в пределах Фарахрудской зоны. К этому типу относятся рудопроявления Пасабанд, Пурчаман и другие перспективные площади, расположенные в центральной части Фарахрудской зоны вдоль Пасабандского разлома, трассирующего выходами позднеорогенных вулканитов и минеральными источниками.

3. Ртутоносные зоны в области сочленения продольных (северо-восточных) и более молодых поперечных (субмеридиональных) РН в пределах Фарахрудской геосинклинальной зоны. Типичным примером этого типа является рудопроявление Калат, представленное кулисообразной зоной брекчирования среди терригенно-известняковых пород мелового возраста. Достаточно надежные на КС ДП этих РН дают возможность применять космодешифрирование в пределах этого района при анализе перспективных ртутоносных рудных районов и рудных полей.

Относительная однородность состава руд ртутных рудопроявлений и приуроченность большинства их к протяженным зонам РН и Фарахрудской зоне подтверждают данные В. Г. Федорчука (1976 г.) о связи ртутного оруденения с офиолитовыми поясами.

Главные рудопроявления и месторождения золота (Заркашан, Уткуль), вольфрама, олова (Урузган, Байтомур, Чинар), меди (Кундалян), свинца и цинка (Биби-Гоаухар, Гбаргей, Дайка-41), флюорита (Бахуд) в Аргандабской зоне связаны с системами сквозных субмеридиональных и субширотных РН и с узлами их пересечения. Последние выявлены в основном с помощью КС. К подобной субширотной системе приурочены и связанное с термальными источниками рудопроявление серы Гугерт в Гильмендской зоне, месторождение меди Айнак в Кабульской зоне, а также месторождение железа Хаджигек и др. Карбонатовое месторождение Ханнешин (Сейстанская впадина) ассоциирует с подобной же системой разломов (рис. 31).

На КС намечается характерное расстояние — «шаг» (45—55 км) между перспективными субмеридиональными рудоконтролирующими сквозными РН, отражающими, по всей видимости, зоны повышенной проницаемости глубинного заложения.

Важны для поисков рудных объектов сквозные субмеридиональные и впервые выделенные для этой территории на КС субширотные разломы, пересекающие границы крупных тектонических единиц (Гильмендский глубинный разлом). Большую роль для поисков ртути и других полезных ископаемых играют и выделенные на КС зоны РН, образованные сопряженной системой мелких нарушений, участки ветвления или расщепления РН, кольцевые структуры (особенно интрузивные). При этом отмечается наибольшая перспективность центральных и периферических частей структур, в частности приуроченных к узлам пересечения с крупными зонами линейных РН и к возникшим на более позднем этапе мелким кольцевым структурам, находящихся на периферии

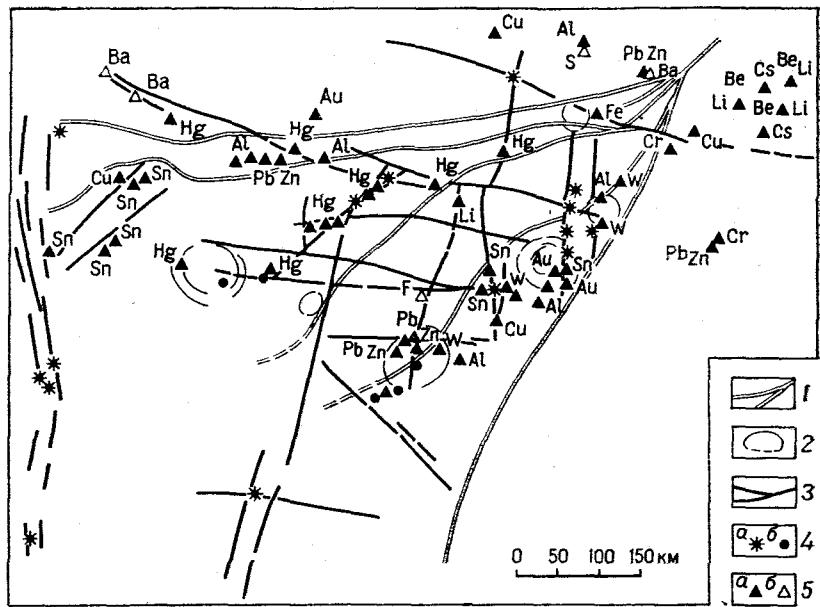


Рис. 31. Схема размещения полезных ископаемых и молодого вулканизма Центрального Афганистана

1 — межзональные разломы; 2 — кольцевые разломы (по КС); 3 — рудоконтролирующие разломы (по КС); 4 — вулканы: а — четвертичные, б — палеогеновые; 5 — полезные ископаемые: а — рудные, б — нерудные

мегаструктур, сложенных интрузивными телами. Характер магматизма и оруденения зависит от типа кольцевых структур. Так, в Аргандабском интрузиве многочисленные проявления золота, олова, меди, свинца, цинка приурочены к периферии кольцевых структур Мукур и Кандагар. Наиболее перспективные участки, рекомендуемые для поисков золота, олова, бора, висмута, свинца и цинка и других металлов, приурочены к северо-восточной периферии Мукурской кольцевой структуры (рис. 32), — на пересечении большого количества дуговых и субмеридиональных Дасти-Наварских РН. Именно к этой части, охватывающей заркашанский интрузивный комплекс, относится и золото-халькопиритовое месторождение Заркашан.

Перспективной для поисков свинца, цинка, олова и бора является и северная периферия Кандагарской кольцевой структуры, где к пересечению дуговых, субширотных и субмеридиональных РН, выявленных на КС, приурочены участки перспективных рудопроявлений.

Металлогеническая специализация кольцевых структур, выявленных по КС на территории Центрального Афганистана, отвечает специализации как конкретной структуры, так и специализации металлогенической зоны, в которой она находится. Более поздние

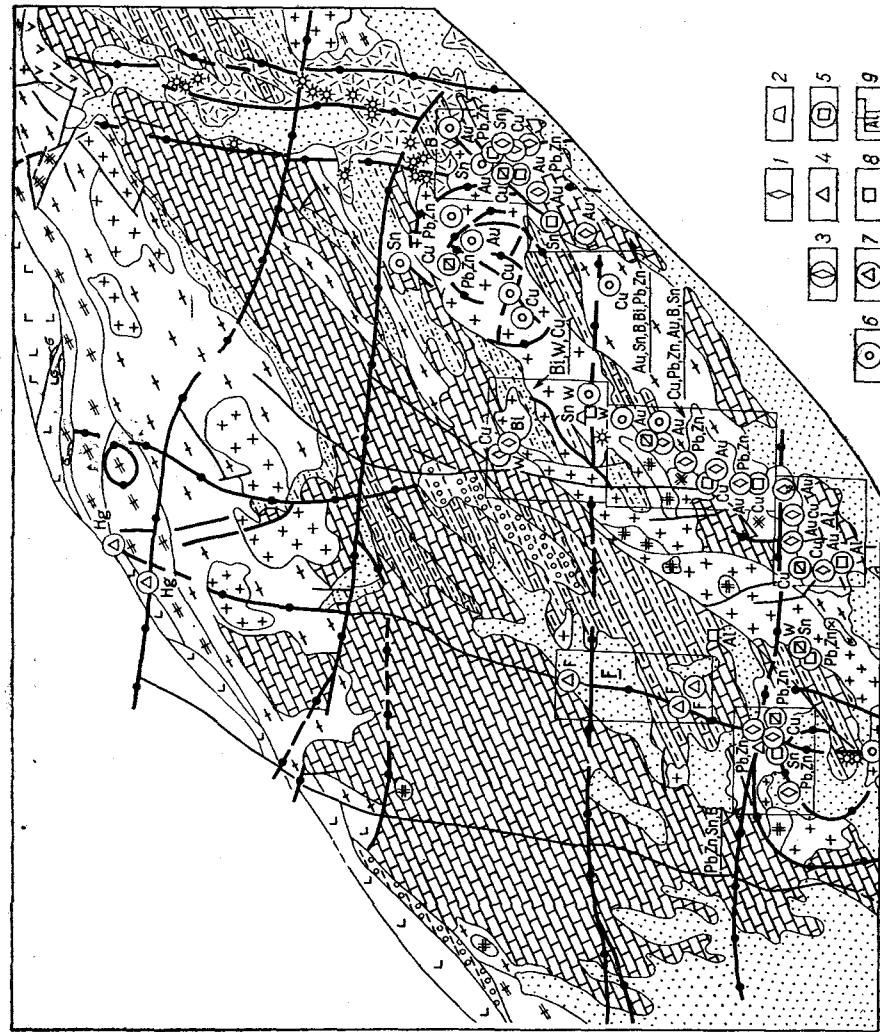


Рис. 32. Прогнозно-металлогеническая схема юго-восточной части Центрального Афганистана (с использованием М. А. Чальяна, Ю. М. Довгала)

1—8 — типы минерализации:
1 — скарновый, 2 — грейзеновый,
3 — скарново-гидротермальный,
4 — минерализованные даеки,
5 — гидротермальное изменение
пород в зонах дробления, 6 —
кварцевожильный, 7 — эпиге-
альный, 8 — осадочный;
участки рекомендованных поис-
ковых работ и главнейшие
рудные компоненты. Остальные
обозн. см. рис. 30

структуры наследуют в целом или частично металлогенические черты предыдущих структур.

Наличие признаков многоэтапного возобновления эндогенной активности по зонам сквозных рудоконцентрирующих разломов, выявленных по КС, свидетельствует о длительном и многофазном их развитии. Многоэтапная минерализация достаточно четко проявлена в Аргандабской зоне на скарновом золото-халькопиритовом месторождении Заркашан, где на раннюю скарновую стадию в зонах дробления наложены образования поздней продуктивной стадии, к которой приурочены отложения главных рудных и жильных минералов. Стадийность минералообразования отражена также в многокомпонентном составе руд месторождения, на котором встречены самородное золото, борнит, ковеллин, пирит, гематит, магнетит, кассiterит, висмутит, галенит, сфалерит, самородное серебро. Признаки многоэтапной минерализации по зонам сквозных рудоконцентрирующих нарушений наблюдаются на скарново-медном месторождении Кундалян, расположенном в зоне крупного субмеридионального разлома.

Медное оруденение с золотом и молибденом связано с поздними гидротермальными зонами дробления, наложенными на контактово-метасоматические образования заркашанского интрузивного комплекса. Сложный состав руд — халькопирит, халькозин, блеклая руда, борнит, сфалерит, молибденит — подтверждает неоднократность проявления этапов рудообразования. На меднорудных месторождениях Айнак, Дарванд, Джавхар и др. также устанавливается полициклический тип медного оруденения.

Направление тектонических движений и формируемые ими типы РН позволяют выявить взаимосвязь между некоторыми из них и рудопроявлениями полезных ископаемых. Так, преобладающая часть рудопроявлений в зонах Гильменд, Аргандаб приурочена к системам субмеридиональных РН, являющимся в первом тектоническом поле напряжений раздвигами, благоприятными для миграции гидротерм и рудных компонентов. Наличие в Фарахрудской зоне ртутных проявлений в узлах пересечения субмеридиональных и северо-восточных РН говорит о возможности формирования рудных ловушек в связи со спастической зоной северо-восточных РН (второе тектоническое поле напряжений). Признаки многоэтапной минерализации свидетельствуют о многофазном развитии разломов, вызванном действием двух тектодинамических обстановок. Однако, учитывая относительно молодой, в основном постэоценовый, возраст субмеридиональных зон растяжений (связанных с движением Индостанской плиты к северу), мы приходим к выводу о преимущественно молодом возрасте оруденения, связанного с этой системой разломов.

ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ДЕШИФРИРОВАНИЯ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ

Сравнение методик геологического дешифрирования аэроснимков и космоснимков и классификация дешифровочных признаков геологических объектов

Методики геологического дешифрирования КС и АС, как показывают приведенный материал и результаты прежних исследований [28, 32], принципиально не отличаются. Их анализ проводится примерно по такой схеме:

- 1) географическая привязка снимка;
- 2) выделение контуров, выбраковка негеологических объектов и составление схемы предварительного дешифрирования;
- 3) составление уточненной схемы геологического дешифрирования, выделение новой информации;
- 4) систематизация ДП объектов разного типа;
- 5) проверка результатов дешифрирования, выяснение геологической природы новой информации.

Вместе с тем имеется и ряд существенных отличий методик дешифрирования АС и КС, обусловленных разной степенью генерализации и изменением содержания ДП.

1. На КС различаются объекты другого ранга и происхождения, нежели на АС, и поэтому для анализа КС не всегда возможен механический перенос индикационных признаков, установленных в результате дешифрирования снимков крупного масштаба. Например, если по АС мы в ряде случаев можем установить направление и размер перемещения крыльев сдвига, сопоставляя выходы слоев около смесятеля, то применить этот же прием для КС можно далеко не всегда: различаемые на них РН часто имеют длительную историю и кажущиеся смешенными одинаковые образования (крупные складки, интрузии) могли возникнуть на некотором расстоянии друг от друга уже в процессе перемещения. С другой стороны, большая обзорность КС позволяет уловить некоторые черты строения крупных сдвиговых зон, расплывающиеся на АС: кулисность, горизонтальные подвороты и т. д.

Необходимо также учитывать, что одни и те же образования могут выглядеть совершенно неодинаково на снимках разного масштаба. Так, развитые на Кавказе флишевые отложения верхней юры — мела на КС легко отличаются от сланцев лейаса — доггера по линейному рисунку фотоизображения. В то же время на АС, охватывающих только части создающих линейность крупных литологических гряд, последние не читаются, и поэтому характер фотоизображения двух формаций почти одинаков. С другой стороны, можно привести гораздо больше примеров, когда на

КС теряются границы комплексов, хорошо различимые в крупном масштабе.

Таким образом, необходимы систематизация классов объектов, различных на снимках разных масштабов, и выяснение для каждого из них своих ДП.

2. В связи с интеграцией деталей меняются также содержание и роль основных групп ДП: фототона, рельефа, формы объектов, их пространственного расположения. Так, тоновые контрасты обнаженных геологических формаций, отчетливо заметные на АС, с уменьшением масштаба постепенно нивелируются и на КС масштаба 1 : 10 000 000 практически сходят на нет. Вместе с тем, одновременно фототон начинает играть роль косвенного индикатора рельефа: ввиду интеграции мелких неровностей, отбрасывающих тени, и влияния растительности крупные хребты на КС выглядят более темными по сравнению с равнинами. Контрасты же освещенных и теневых участков, обусловливающие восприятие рельефа на АС, с уменьшением масштаба постепенно ослабевают, так как усредненные склоны крупных мегаформ, различных на КС, гораздо положе элементарных склонов в высокогорных районах и поэтому не отбрасывают широких теней.

Меняется и роль растительности как индикатора геологических образований. Если в масштабе АС иногда удается использовать растительные виды для определения пород разного состава, то по КС можно оконтуривать только наиболее крупные растительные сообщества: лесную, пойменную, пустынную растительность и т. д. [13]. При этом влаголюбивые сообщества (пойменно-болотное, лесное), характеризующиеся высокой сомкнутостью покрова, изображаются более темным фототоном по сравнению с разреженным покровом пустынь и полупустынь. В некоторых случаях особенности растительности (главным образом ее распространение) удается использовать для диагностики широких полей горных пород (например, водоносные песчано-галечниковые отложения моласс и четвертичных конусов выноса, выделяющиеся в аридных районах более темным фототоном по приуроченным к ним кустарникам).

Все же в большинстве случаев дешифрирующиеся на КС неоднородности распространения растительного покрова определяются не геологическими причинами, а высотной или климатической зональностью.

Учитывая уменьшение литологической обусловленности фототона, еще более обязательным при работе с КС является сопоставление выделенных контуров с географическими картами (картаами растительности, ландшафтов, топографическими и т. д.).

Морфология рельефа меньше зависит от климатической зональности и поэтому представляет собой более надежный ДП. Вместе с тем литологическая обусловленность рельефа по мере увеличения уровня генерации также снижается (правда, в меньшей степени, чем для фототона), и его особенности все более становятся подчинены плану неотектонических деформаций.

Наконец, ввиду большей обзорности КС увеличивается значение таких ДП, как форма объектов, особенности их расположения и характер пространственных взаимоотношений друг с другом. Поскольку средний размер элементарных геологических объектов (складок, разрывов, интрузий, полей, формаций) значительно превышает поле обзора АС, КС отличаются от последних большим разнообразием рисунка и выглядят более ^{на}дгруженными. Данная особенность расширяет возможности применения дедуктивного метода дешифрирования.

Например, для выяснения литологического состава осадочных комплексов, собственные характеристики которых (фототон, рельеф, растительность) плохо различаются на КС из-за интеграции деталей, в качестве ДП можно использовать тип деформаций: пластичные глинистые толщи обычно образуют сложную линейную складчатость, выделяющуюся полосчатым рисунком на КС, а карбонатные породы в той же структурной обстановке образуют простые полные складки с четко заметными переклиналями.

3. Поскольку КС охватывают большие территории самого разнообразного геологического строения и неодинаково изученные, при дешифрировании их повышается роль региональных исследований, необходимых для правильного опознания контуров и выяснения природы неизвестных ранее дешифрированных объектов. Так, если проверка результатов дешифрирования одного АС, охватывающего площадь размером в несколько квадратных километров, требует всего двух-трех дней, то для уточнения схемы дешифрирования одного КС такого же размера (даже если не планировать полевой проверки) нужны недели или месяцы.

Классификация дешифровочных признаков геологических объектов разрабатывалась многими авторами [3]. Несмотря на некоторые различия в деталях, во всех классификациях одинаково предусматривается разделение ДП на две основные категории: прямые — свойственные самим объектам (тоновые и геометрические их характеристики) и косвенные — проявляющиеся опосредованно через различные компоненты ландшафта.

Пытаясь на практике при описании ДП применить подобные классификации, мы столкнулись с рядом существенных трудностей. Например, каким способом охарактеризовать через фототон различные группы структурных форм, скажем, РН? Если конкретные нарушения при определенных геологических и географических условиях еще могут подчеркиваться тоновыми границами и аномалиями, то как следует различать по фототону кинематические типы РН: надвиги, сдвиги, сбросы и т. д.? Всегда ли нужно сводить к формальным тоновым и геометрическим параметрам подчас довольно сложные геологические особенности, хорошо заметные на КС? Наконец, как классифицировать такие важные, особенно для тектонического дешифрирования, ДП, которые обусловлены взаимосвязью геологических образований разного ранга и генезиса?

Уже неоднократно отмечался двойственный характер признаков, выделяемых в качестве прямых: при изменении задачи дешифрирования они могут становиться косвенными (темный фототон растительности, являющийся ее прямым ДП, одновременно служит косвенным ДП того геологического объекта, к которому она приурочена). Следует также констатировать, что определения «прямой» и «косвенный» неудачны в этимологическом отношении, поскольку часто они понимаются как «несомненный» и «сомнительный». На самом же деле известно, что «прямые» ДП, применяемые изолированно, бывают неоднозначны и конвергентны и повторяются в одинаковой форме для объектов разной природы. На этом основании рекомендуется вообще отказаться от разделения ДП на «прямые» и «косвенные» и ограничиваться перечислением конкретных ДП, без их группировки [9]. Такой выход из положения, однако, также неправилен, поскольку в указанных классификациях не отражена степень значимости ДП.

Отмеченные противоречия существующих классификаций происходят от некоторого недоучета конкретных задач дешифрирования. Не следует забывать, что любой фотоснимок представляет собой, хоть и неполную, но все же объективную копию земной поверхности и при анализе его мы можем прибегать ко многим из тех методов, что и при наземных геологических исследованиях. Мы не в состоянии, например, непосредственно по снимку однозначно выяснить вещественный состав осадков и их возраст, но, используя стратиграфический метод, легко выявим последовательность напластования слоев и тем самым составим фотостратиграфический разрез, установим характер ритмичности, условия залегания и пространственные взаимоотношения толщ. Разумеется, тип фотоизображения всех этих особенностей зависит от степени их проявления в геометрии и фототоне самих геологических образований или связанных с ними других компонентов ландшафта.

Отсюда следует, что существующие классификации ДП, не учитывающие изложенных выше особенностей, нуждаются в доработке. Во-первых, необходимо, чтобы в схемах полнее учитывались существующие геологические методы анализа снимков, во-вторых, требуется строгое разделение ДП по степени их значимости, в-третьих, выделявшиеся ранее группы ДП нуждаются в более точном определении.

Предлагаемая нами классификация предусматривает подразделение ДП на две группы. Первая из них отражает свойства объектов, которые могут быть переданы фотографическим способом, а именно оптические (цвет, фототон, а при многозональной и спектрゾональной съемках — спектральная яркость) и геометрические (форма, размер, структура и текстура) характеристики. Для описания служат термины, определяющие градации фототона, тип текстуры и т. д. Эти ДП из-за своей конвергентности недостаточны для исчерпывающей диагностики объектов. Вместе с тем они дают необходимую основу для всех видов дешифрирова-

ния независимо от целевых задач. Учитывая это, их удобно называть «общими» или «формальными».

Признаки второй группы — «специальные» — отражают геологоге-ландшафтные особенности объектов, необходимые для выяснения природы последних и поэтому определяются соответствующими геологическими и географическими категориями. В зависимости от метода анализа специальные ДП могут быть индуктивными и дедуктивными. Первые из них — это такие свойства объектов, которые вытекают из их определения и геологического содержания. Так, индуктивный ДП осадочных и вулканогенно-осадочных пород — это видимая на снимках слоистость; индуктивный ДП антиклинали — выпуклая форма изгиба слоев и присутствие более древних отложений в ядре; индуктивный ДП разрыва — дешифрирующееся смещение геологических тел или форм рельефа; индуктивный ДП надвига — пологий наклон сместившегося и присутствие более древних отложений в висячем крыле. Таким образом, каждый конкретный геологический объект обладает своим набором индуктивных диагностических критериев. Учитывая, что все объекты группируются в классы, каждый из которых изучается своими методами, можно объединить индуктивные ДП в несколько основных групп: стратиграфические, структурно-геологические, геоморфологические и т. д.

Индуктивные признаки необходимы и достаточны для однозначной диагностики геологических объектов. Однако сфера их применения ограничивается тем, что далеко не все особенности геологических образований могут быть переданы фотографическим способом (например, состав горных пород определим только при полевом или лабораторном их изучении). В этих случаях приходится прибегать к дедуктивным признакам, проявляющимся в генетических и парагенетических взаимоотношениях объектов разного ранга и типа. Критерии такого рода в отличие от индуктивных никогда не бывают необходимыми, но зато часто достаточны для однозначной диагностики. Например, карбонатно-сульфатные толщи не обязательно сопровождаются карстовыми формами рельефа, но зато присутствие карста — надежный признак для обнаружения толщ данного состава [13, 32, 59]. Роль дедуктивного метода декодирования возрастает с уменьшением масштаба снимков [13, 32, 59].

Прежде всего в данную группу входят такие свойства геологических образований, которые проявляются во взаимодействии с наложенными экзогенными (ландшафтообразующими) процессами: геоморфологическими, геоботаническими, почвообразующими. Чаще всего соответствующие ДП называются «косвенными», однако, учитывая, что это название может быть применено ко всей группе дедуктивных признаков в целом, удачнее нам представляется термин «ландшафтные признаки», предложенный Л. Е. Смирновым [62].

К дедуктивным ДП следует отнести и те особенности геологических объектов, которые проявляются в их взаимоотношениях

друг с другом, в характере их расположения, приуроченности к определенным структурам и областям. Ранее эти особенности почти не включались в классификации ДП (исключение представляет классификация В. Н. Брюханова [9]), однако роль их весьма велика, особенно для тектонического и геоморфологического дешифрирования. Так, кинематический тип РН можно предположить на основании его ориентировки по отношению к общему простианию складчатой системы и характеру связанных с ним других структурных форм; о существовании скрытых глубинных разломов говорят такие специфические признаки, как линейное расположение интрузий, вулканов; состав осадков иногда можно определить по типу их деформаций; конусы выноса помимо характерной формы, являющейся их геометрическим признаком, определяются по расположению в устьевой части долины.

Предполагаемая классификация отражает только наиболее основные группы ДП и требует детализации. Вместе с тем ее использование позволит строже и объективнее анализировать материалы дистанционных съемок в соответствии с фактическими данными.

Перейдем к характеристике ДП наиболее «фотогеничных» геологических объектов рассматриваемого района.

Дешифрирование геологических формаций

Как известно, возможности использования КС для изучения состава и возраста горных пород сильно ограничены [13, 32, 50]. Это подтверждается и нашими исследованиями. Вместе с тем наиболее крупные комплексы горных пород, по объему примерно соответствующие формациям, иногда выделяются достаточно уверенно, особенно в хорошо обнаженных районах. Для разделения горных пород на основные группы: осадочные, вулканогенные, интрузивные и метаморфические, почти всегда приходится применять геометрические ДП (форма и текстура геологических тел), а для более дробного подразделения — ландшафтные, главным образом геоморфологические и геоботанические. Собственный фототон в качестве показателя вещественного состава может использоваться очень редко — только для изверженных пород. Применяемый совместно с другими ДП, он позволяет расчленять геологические формации на разновозрастные пачки и генерации и прослеживать их на площади в пределах одной структурно-информационной зоны.

Среди фиксированных в разрезе осадочных пород (главным образом дочервьетичных) наиболее достоверно удается выделить только две главные разновидности: рыхлые глинистые толщи и более устойчивые к размыву песчаниковые и карбонатные.

Глинистые толщи, примерами которых могут служить глинисто-сланцевая (аспидная) и флишевая формации, а также нижние молассы, характеризуются относительно пониженным релье-

фом, конечно, только в тех местах, где они выходят рядом с крепкими породами (см. рис. 3, 4). Более устойчивым их геоморфологическим ДП является густая, относительно неглубокая и сильно разветвленная гидросеть, хорошо подчеркивающая условия залегания пород. Водоразделы имеют гребневидную, а овраги V-образную форму. Нижние члены геосинклинального разреза — аспидная и флишевая формации, как правило, бывают интенсивно смяты и характеризуются полосчатым рисунком фотоизображения, отражающим простиранье линейной складчатости. В большей степени это характерно для флиша, часто включающего выступающие в рельфе карбонатно-флишевые и песчаниковые пачки.

Крепко сцепленные осадочные породы типа известняков, доломитов и песчаников выступают в рельфе и в тех случаях, когда они чередуются с глинистыми толщами, образуют хорошо заметные на КС столовые поверхности, куэсты и гряды. Благодаря повышенной вязкости, а также распространению на окраинах геосинклинальных систем терригенно-карбонатные толщи образуют более крупные и простые складки по сравнению с флишевой и аспидной формациями (см. рис. 17, 20, 24, 41).

Мощные карбонатные формации, примерами которых могут служить широко развитые известняки мальма — неокома, характеризуются наиболее слабым расчленением и образуют обрывистые склоны. Более дробно расчленены толщи переслаивания известняков с карбонатными глинами и мергелями. Ввиду того, что все перечисленные толщи развиты в основном в аридных районах, проявления карста для них не характерны. Помимо особенностей рельефа известняки отличаются от глинистых осадков несколько более светлым фототоном; наиболее яркую белую окраску имеют мелоподобные известняки, характерные для верхнего мела Северного Кавказа и Ирана (см. рис. 41).

Песчаники, реже образующие мощные пачки (песчаники палеозоя Керман-Тебесской зоны, а также отдельные горизонты внутри сланцевых и флишевых толщ), иногда отличаются от известняков меньшей крутизной склонов и более темным фототоном, но в целом два типа пород разделяются плохо. Красноцветные песчаники ордовика Керман-Тебесской зоны заметны на КС по темному фототону.

Не всегда различаются из-за небольших размеров выходов и континентальные песчано-конгломератовые отложения верхних моласс. От осадков геосинклинального этапа их отличают прежде всего отсутствие или слабое проявление слоистости (это не относится к песчано-глинистым континентальным толщам типа формации Фарс в Иране, иногда обнаруживающим тонкую слоистость), а также периферическое расположение около межгорных впадин. Конгломератовые пачки, часто выделяющиеся в рельфе, не образуют больших скальных обрывов и расчленены частой извилистой эрозионной сетью. В тех случаях, когда конгломераты залегают на глинистых породах (например, конгломераты Кер-

ман на сланцах юры в Керман-Тебесской зоне) и превращаются поэтому в водоносный горизонт, они имеют темный фототон благодаря густому растительному покрову.

Нефиксированные в разрезе осадочные отложения (главным образом четвертичные) легко подразделяются на генетические типы и разновозрастные генерации только в межгорных и предгорных впадинах, где они образуют широкие поля. Для дешифрирования их применяются как индуктивные специальные ДП (геоморфологические), так и дедуктивные (в основном геоботанические).

Морские отложения могут легко распознаваться только на побережьях, преимущественно на участках наиболее интенсивных новейших поднятий, где образуются лестницы террас (см. рис. 4). Фототон их меняется от почти белого (сильно засоленные осадки) до черного (заболоченные прибрежные равнины). В более слабо или недавно поднятых участках, где террасы не развиты, отличить морские отложения от континентальных трудно, если не считать всегда хорошо заметной полосы современного пляжа. Также трудно по мелкомасштабным КС выделить морские осадки и в тех местах, где они развиты далеко от берега, из-за небольших размеров их выходов и сильного видоизменения первичных форм залегания последующими процессами. Примером могут служить выходящие в бортах Нижне-Куринской и Западно-Туркменской впадин казарские и хвалынские пески: опознать их можно только по следам эолового перевевания. Крупнейшие массивы песков такого рода дешифрируются на КС по темно-серому фототону и полосчатой, а также зернистой текстуре фотоизображения (см. рис. 4, 18).

Главный признак аллювиальных отложений, так же как и морских,— это наличие вытянутых вдоль долины террасовых площадок; наиболее хорошо при этом распознаются на КС нижние террасы, обычно достигающие значительных размеров. В пределах же широких аллювиально-пролювиальных равнин типа Куринской низменности, где террасы отсутствуют, отличить аллювий от других генетических типов четвертичных отложений можно по присутствию меандрирующих старых русел (см. рис. 18). Вследствие сильной обводненности и развития густого растительного покрова современные аллювиальные отложения обычно имеют темный фототон; весьма характерным ландшафтным ДП их является также прямоугольный рисунок посадок.

Хорошо дешифрируются на КС песчано-глинистые аллювиально-пролювиальные отложения сухих дельт и конусов выноса — по форме и веерообразно-струйчатому рисунку (см. рис. 18). Конкретная форма конусов приспособливается к рельефу поверхности, на которую они налегают. В ряде случаев на КС удается наблюдать несколько -разновозрастных генераций конусов, накладывающихся друг на друга. Ландшафтные ДП конусов выноса и сухих дельт те же, что и для низких аллювиальных террас — это приуроченность к ним растительных образований (темный фот-

тон) и иногда прямоугольный рисунок полей. Только по последнему признаку, в частности, удается увидеть на КС сухую дельту р. Болгарчай (см. рис. 4). Темный фототон конусов выноса и образуемых ими шлейфов обычно позволяет надежно отличить песчано-глинистые пролювиальные отложения от более тонких глинистых, которые часто бывают засолены. Однако фототон конусов выноса может зависеть от цвета материнских пород, обломки которых присутствуют в составе пролювия. Очень характерными текстурами фотоизображения обладают различные типы золовых образований: дюны, барханы, грядовые пески и пр. (см. рис. 17, 18).

В областях относительных новейших поднятий древние комплексы четвертичных отложений могут дешифрироваться по приуроченности к выровненным поверхностям, а также темному фототону (только в том случае, если подстилающие породы имеют светлую окраску); при этом достаточно широкие, различающиеся в масштабе КС поля они образуют только в предгорных равнинах. Специфические горные фации четвертичных отложений (моренные и гравитационные) не распознавались даже на КС крупного масштаба.

Характер фотоизображения вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород в значительной мере зависит от условий их формирования (морских или континентальных) и возраста. Морские вулканиты почти не отличаются от фиксированных в разрезе осадочных пород; континентальные же, в особенности наиболее молодые, имеют ряд специфических ДП.

Из образований наиболее ранних этапов вулканической активности на изученных нами КС представлена только порfirитовая серия байоса, выходящая на южном склоне Большого Кавказа в Гагрско-Джавской зоне и Дзирульском массиве (см. рис. 3). Можно отметить, что от флиша она отличается отсутствием линейности и более грубым эрозионным расчленением; связано это, вероятно, со значительной прочностью пород и довольно простой складчато-глыбовой структурой.

Более полно представлены позднеальпийские вулканогенные образования, среди которых ведущую роль играют эоценовые андезиты и андезито-базальты. В западной части рассматриваемой территории, в Аджаро-Триалетской и Талышской зонах, где вулканогенные пачки присутствуют в составе флишевой формации, они выделяются на местности в виде гряд, по своему облику не отличающихся от гряд, сложенных другими прочными породами. На вулканическую природу толщ указывает лишь нескольких имеющихся на Талыше округло-концентрических структур, которые могут соответствовать как вулкано-тектоническим образованиям, так и интрузиям. Восточнее, в зоне срединных массивов (Зенджан-Себзеварский и Урмия-Дохтарский вулканогенные пояса), где вулканогенные толщи начинают преобладать над осадочными в разрезе палеогеновых отложений, последние уже значительно более слабо деформированы: наиболее типичные для них структурные формы — это крупные мегаскладки, по ширине соответ-

ствующие всему вулканическому поясу, и полого наклоненные блоки. Очень характерны многочисленные РН, образующие закономерные системы (обычно диагональные). Помимо этих дедуктивных ДП весьма характерны для палеогеновых вулканитов общий темный фототон (уступающий только гипербазитам) и грубая, не всегда выдержанная слоистость.

Наконец, континентальные вулканогенно-осадочные породы эоцен-олигоцена, развитые в Лутском массиве, характеризуются почти полным отсутствием полосчатости и однообразным дробно расчлененным рельефом, на фоне которого иногда возвышаются останцовые плато, сложенные лавовыми пачками.

Повсеместно в ассоциации с вулканогенным комплексом палеогена находятся кислые и средние интрузии, иногда выделяющиеся более светлой окраской, а также покровы неоген-четвертичных эффузивов с хорошо заметными центрами извержений (см. рис. 22).

В пределах Армянского нагорья, где вулканические образования орогенного этапа представлены наиболее полно, они отличаются от формаций геосинклинального этапа пологим и горизонтальным залеганием, слабой расчлененностью и, самое главное, присутствием выраженных в рельфе вулканических конусов, кальдер и других специфических форм рельефа (см. рис. 5). В ряде случаев неоген-четвертичные вулканические образования подразделяются на разновозрастные комплексы, при этом самые молодые характеризуются хорошей сохранностью вулканических построек и наименьшей расчлененностью.

Среди интрузивных магматических образований наиболее «фотогеничны» гранитоиды, поскольку они образуют крупные массивы, различающиеся даже на КС мелкого масштаба. В Восточно-Иранской зоне, Лутском массиве и других местах, где гранитные батолиты представлены в классическом виде, они имеют светлый фототон и правильную овальную форму; характерным является также полигональный или решетчатый рисунок гидросети, отражающий трещиноватость. Вместе с тем гораздо чаще гранитные массивы имеют неправильные ограничения, обусловленные их собственной сложной формой, а также последующими деформациями. Более устойчив светлый фототон, однако и этот ДП в ряде мест может не проявляться, что затрудняет выделение интрузий. Примером могут служить крупные массивы гранодиоритов в Зенджанской зоне Эльбруса, не отличающиеся по окраске от темных вулканогенно-осадочных пород палеогена.

Совершенно неожиданной оказалась хорошая дешифрируемость основных и ультраосновных пород, образующих довольно большие поля в офиолитовых поясах. В полностью обнаженных районах Туркмено-Иранского региона эти породы выделяются по очень темному фототону и резким, обычно разрывным ограничениям. Иногда можно разделить их более дробно: излившиеся фации — диабазовые порфиры и др. образуют тонкие полосы в отличие от габброидов и гипербазитов, тела которых имеют бо-

лье изометричную, часто миндалевидную форму. Все эти особенности фотоизображений офиолитовой ассоциации позволили существенно уточнить ее распространение.

Характерными дедуктивными ДП интрузивных массивов являются: куполовидная форма залегания вмещающих пород (Восточно-Иранская и Фарахрудская зоны), кольцевые формы рельефа (Карадаг, Талыш и Восточно-Иранская зона), в том числе воронкообразные углубления в породах кровли массивов, косвенно могущие свидетельствовать об аномальной раздробленности этих пород (Талыш), и другие кольцевые структуры (см. рис. 15, 21).

Метаморфические породы по характеру фотоизображения похожи на осадочные. Дедуктивные ДП, иногда позволяющие их различать, — это небольшой размер складчатых деформаций (следы — в виде тонких линий простирации) и сложный характер, заметный при значительном увеличении. При небольшом масштабе выходы метаморфических пород имеют однородную текстуру фотоизображения. Это особенно характерно для метаморфических комплексов Карадагского и Белгашского массивов. В рельфе они образуют крупные возвышенности, расчлененные частой, но слабо ориентированной эрозионной сетью.

Иной облик имеют метаморфические породы Санандадж-Сирдзянской зоны, характеризующиеся ярко выраженной линейностью, параллельной простирации складок Загроса. От развитого здесь же мезозойского флиша они отличаются большей высотой рельефа, грубым расчленением и темным фототоном неясного происхождения (возможно, связанным с растительностью).

Существенную роль при установлении характера геологических границ играет космографический метод. Особенно это касается плохо обнаженных районов, где в полевых условиях не всегда можно однозначно установить, чем объясняются выпадение пачек из разреза и несоответствие в условиях залегания толщ: несогласием или РН. Поскольку разрывы часто выражены в ландшафте, по тем или иным признакам они хорошо обнаруживаются и по КС (см. выше), что позволяет предположить существование разрывов в тех местах, где указывались несогласия (Талыш и др.). Очень хорошо видны тектонические ограничения многих магматических комплексов, в особенности гипербазитов. Значительно реже (только в обнаженных районах) КС можно использовать для выявления азимутальных несогласий и практически никогда — угловых и параллельных несогласий.

Дешифрирование тектонической структуры

Наиболее очевидная информация о структуре, которую содержат КС, прежде всего относится к районированию по типам складчатости. По особенностям фотоизображения могут быть выделены участки, отличающиеся по напряженности деформаций и другим характерным особенностям, проявляющимся в плане: простирации, взаимному расположению и др. Более детальное

изучение морфологии складок и выяснение их типа (антиклинального или синклинального) могут проводиться лишь при наличии соответствующих индуктивных ДП: стратиграфических и структурно-геологических. Для этого необходимы следующие условия: а) хорошая обнаженность, позволяющая составить фотостратиграфический разрез, б) расслоенность разреза на достаточно мощные пачки, различающиеся по характеру рельефа и фототона, присутствие фотомаркирующих горизонтов, в) достаточная для образования крупных пластовых фигур глубина расчленения, г) достаточно крупный размер складок и слабая нарушенность их продольными РН.

Наиболее полно этим условиям отвечают хорошо обнаженные и относительно просто дислоцированные районы типа Известнякового Дагестана, Таджикской депрессии и Внешнего Загроса, по КС которых можно строить почти полностью замкнутые фотогеологические карты. Строение обнаженных, но более сложно построенных районов с изоклинальной складчатостью, надвигами, меланжем (Восточно-Иранская зона, Центральный Афганистан) может быть расшифровано только фрагментарно. Наконец, на КС плохо обнаженных районов (Большой Кавказ, Эльбурс) улавливаются только простижение складчатости и некоторые главные особенности ее морфологии (вергентность и т. д.).

Как правило, все новые данные о структуре, полученные с помощью КС, относятся к слабо изученным районам. Так, в результате дешифрирования удалось подтвердить кулисный характер расположения складок Талыша (см. рис. 14), о строении южной половины которого имеется мало сведений, уточнить простижение складок в Восточном Иране и выявить на севере Лутского массива меридионально ориентированные структуры, торцово сочленяющиеся с широтным отрезком Восточно-Иранской зоны (см. рис. 21). Уточнена структура Керман-Тебесской зоны Восточного Ирана и ряда областей Центрального Афганистана (см. рис. 25—32).

Важную новую информацию, в меньшей мере зависящую от степени геологической изученности, КС дают о строении молодых складок, развитых в предгорьях и межгорных равнинах. Во-первых, это относится к таким конэрозионным структурам, которые сильно перекрыты четвертичными отложениями; эффективность метода определяется здесь тем, что он позволяет на значительные расстояния прослеживать маркирующие горизонты, не выраженные в рельефе, но зато дешифрирующиеся по фототону. Таким образом были выявлены некоторые интересные детали строения даже прекрасно изученных структур, расположенных в северной части Куриńskiej низменности.

Другая группа предгорных складок, хорошо дешифрирующихся на КС,— это практически не выраженные в рельефе кондендационные поднятия, для изучения которых можно применять только геоморфологические ДП. Так, кондендационные поднятия в Куринской низменности и Таджикской депрессии распознаются по

хорошо заметному расщеплению конусов выноса на разновозрастные генерации. Некоторые погребенные структуры Юго-Западной Туркмении выделяются по увеличению горизонтальной расчлененности, обнажению поднятий руслами водотоков, посветлению фототона, связанному с большей осущенностью, и т. д. (см. рис. 18).

Общеизвестно, какую роль играют АС и КС для изучения разрывных нарушений. Дешифрирование позволило выявить новые РН в районах самого разнообразного строения и степени изученности.

Сравнение схем дешифрирования РН разных авторов одних и тех же районов показало частичное несовпадение. Безусловно, в какой-то мере эти расхождения связаны с объективными причинами: недостаточной разрешающей способностью снимков, слабой обнаженностью местности, сложностью ее геологического строения. Далеко не всегда можно непосредственно по снимку однозначно выделить РН, и для окончательного доказательства его существования необходимы дополнительные геолого-геофизические исследования. Но все же в значительной мере разногласия в выделении РН обусловлены и неодинаковым подходом к анализу самого фотоизображения, причем ошибки часто связаны с механическим отождествлением любой выраженной в ландшафте прямой линии с РН. Относительная прямолинейность в плане, как это хорошо известно, является необходимым геологическим ДП многих видов разрывов и трещин, но все же сама по себе она совершенно недостаточна для однозначной их диагностики (форму прямой линии могут иметь и другие, в том числе и геологические, природные объекты). Далеко не универсален и такой ландшафтный ДП нарушений, как их выраженность в виде ложбин на местности (ложбины могут иметь другой генезис, да и многие разрывы бывают вообще не выражены в рельефе). Задача дешифровщика в том и состоит, чтобы из множества выраженных в ландшафте прямых линий — линеаментов суметь выбрать наиболее соответствующие РН, и опираться здесь можно только на специальные ДП.

Очевидно, что правильная диагностика РН со смещением, как и других видов дислокаций, затрагивающих крупные толщи пород, зависит в первую очередь от «фотогеничности» литолого-стратиграфических комплексов и других образований, смещенных предполагаемым нарушением. Иными словами, однозначно разрыв может быть доказан непосредственно по снимкам лишь в том случае, если дешифрируется смещение им какого-либо сформированного ранее объекта: слоя, формации, интрузии, формы рельефа и т. д. Менее бесспорен способ выделения РН по срезанию какой-либо части геологического тела,искажению его естественной конфигурации, например выпадению слоев из разреза. Это может быть связано и с несогласием.

Общие геолого-географические условия, необходимые для выделения РН данным способом, в принципе совпадают с таковыми для складок (см. выше). Эти условия проявляются только на КС

довольно крупного масштаба (не мельче 1 : 1 000 000). Для таких хорошо обнаженных районов с «фотогеничной» стратиграфией, как Копетдаг, Керман-Тебесская зона Ирана, Северный Афганистан, по КС удавалось совершенно точно прорассировать многие разрывы, установить их кинематический тип и иногда подсчитать амплитуду смещения.

Рассмотренный способ дешифрирования РН наиболее надежен, так как он основан на применении индуктивных ДП. Гораздо чаще, однако, из-за недостаточной разрешающей способности КС или неблагоприятных местных условий разрывы приходится выделять с помощью метода дедукции, опираясь на реальное свойство разрывных нарушений разделять неодинаково построенные блоки. Но поскольку последние могут сочленяться и другими способами, данный признак далеко не универсален и должен применяться с ограничениями.

Приведем некоторые примеры. Система слегка изогнутых в плане субширотных поднятий, выраженных на КС темными полосками (правая часть снимка, рис. 33, а), на западе образуется хребтом север-северо-восточного простирания. К западу от хребта, судя по светлому фототону и мозаичному рисунку фотоизображения, находится уже межгорная впадина. Таким образом, можно предполагать существование РН вдоль этого хребта, но теоретически не исключается и связь его с антиклиналью, и в этом случае характер сочленения окажется более плавным; КС данного масштаба вопрос снять не могут. Так выглядит на ТКС один из крупнейших в Афганистане Чаманский разрыв (левый взбросо-сдвиг). Другой региональный разлом Центральной Азии — Алтын-тагский (левый сдвиг, см. рис. 33, б) на востоке дешифрируется по косому срезанию субширотных хребтов подгорной равниной. Можно было бы предположить, что это связано с несогласным прислонением четвертичных осадков, но к западу линеамент продолжается в виде ложбин уже только в коренных отложениях. Так что дизьюнктивный характер этой границы гораздо более отчетлив, нежели для Чаманского линеамента.

На основании таких же ДП (торцовое сочленение структур разной ориентировки, резкое окончание тектонических зон вдоль единой линии) дешифрируются на ТКС многие региональные сдвиги: Главный Анатолийский, Найбендский (см. рис. 20), Главный Копетдагский (см. рис. 17), Талассо-Ферганский, Памиро-Каракорумский и др. Четкость фотоизображения сдвигов определяется не столько тем, что они разделяют неодинаково построенные блоки, сколько их секущей (диагональной или поперечной) ориентировкой по отношению к складчатой системе, а также исключительной прямизной. Надвиги, взбросы и другие продольные РН обычно характеризуются только первым и иногда третьим из указанных признаков.

Существенным диагностическим критерием РН с вертикальным смещением является нарушение естественной последовательности тектонических и геоморфологических зон. Так, многие но-

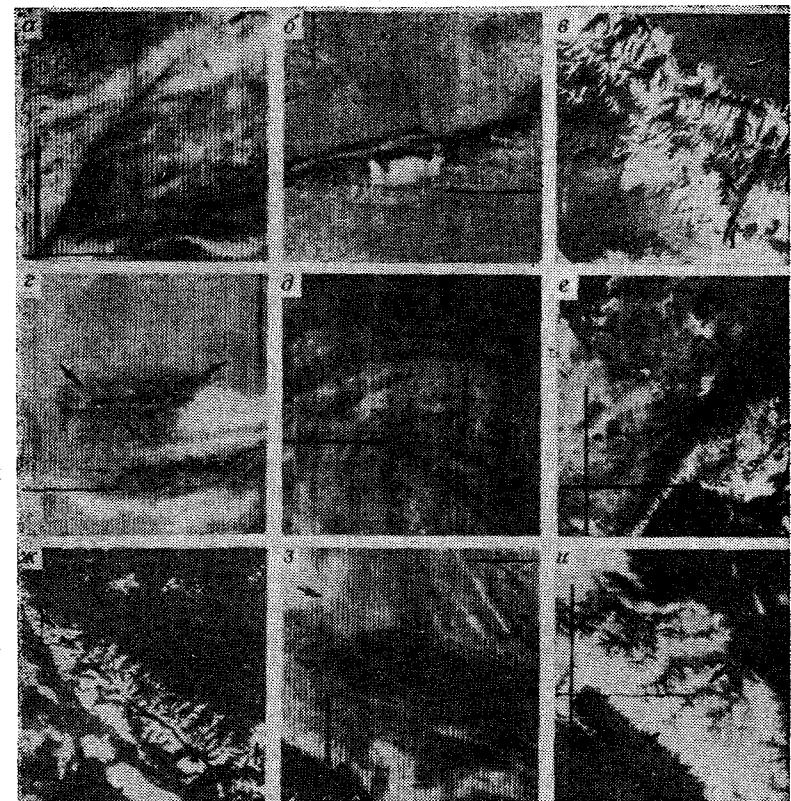


Рис. 33. Характер фотоизображения линеаментов различных типов: а—б — линеаменты, дешифрирующиеся как РН со смещением:

а — Чаманский линеамент, соответствующий одновременному РН, Восточный Афганистан.
б — Алтынташкий линеамент, соответствующий одновременному РН, хр. Кунь-Лунь;
в—е — линеаменты, дешифрирующиеся как РН с неясным направлением и размером смещения:
в — Асса-Арагвинский линеамент (1—1) и линеамент Скалистого хребта (2—2) на Кавказе,
г — небольшие диагональные линеаменты в Чагайском хребте, Южный Афганистан,
д — Шахруд-Бирджандская линеаментная зона, Восточный Иран, е — Восточно-Таврская линеаментная зона, Турция;
ж—и — линеаменты не обладающие специальными ДП разрывов, но которые могут им соответствовать; ж — Пшиш-Кодорская продольная депрессия, Западный Кавказ, з — линии простирания тектонических структур, хр. Мекран в Иране,
и — прямолинейная поперечная долина, р. Аварское Койсу на Восточном Кавказе

вейшие разломы Средней и Центральной Азии дешифрируются на топокартах и КС по выпадению зон предгорий (среднегорье по резкому уступу контактирует непосредственно с подгорной равниной — см. рис. 33, б, правая часть снимка).

Дедуктивный метод дешифрирования иногда помогает предварительно определить и кинематический тип РН. Так, характерный признак Загросского надвига — увеличение около него интенсивности деформаций и появление полос серпентинитового меланжа, дешифрирующегося по темному фототону и хаотической текстуре. Для зон сдвигов характерны присутствие горизонтальных флекс-

сур, эшелонированных гирлянд складок, торцовое сочленение новообразованных присдвиговых складок с линией сместителя (см. рис. 20).

Существенный дедуктивный ДП кинематического типа разрывов — это их простижение по отношению к общей ориентировке складчатой зоны. Так, надвиги и взбросы обычно являются продольными, сдвиги — диагональными, сбросы же и раздвинги занимают поперечное положение или ориентированы радиально к складчатым структурам.

Вопрос о диагностике РН значительно усложняется, если рассматриваемый линеамент проходит внутри участка с однородным характером фотоизображения. Такие случаи типичны для плохо обнаженных горных сооружений с однообразной стратиграфией, а также для участков субгоризонтального залегания слоев (в межгорных впадинах и др.). Поскольку никаких признаков смещения геологических объектов здесь уже не видно, дедуктивную диагностику разрывной природы линеаментов приходится вести на основе метода «от противного», т. е. пытаться доказать соответствие линеаментов неразрывам. Наглядный пример в этом отношении представляет анализ гидросети горных сооружений.

Как известно, в линейных горных странах преобладают две системы долин: продольная, связанная с выходом рыхлых пластов на крыльях складок, и поперечная, предопределенная направлением наибольших уклонов поверхности. Обе системы часто прямолинейны в плане из-за неразработанности (поперечные долины) или приуроченности к линейным складкам (продольные). Поэтому сами по себе прямолинейные долины совершенно не обязательно соответствуют РН (см. рис. 33, ж, и). Иногда несколько эрозионных ложбин, даже разного порядка, объединяются в протяженную систему, секущую все горное сооружение (см. рис. 33, в, г). Поскольку образование этой эрозионной системы контролируется не только частными условиями стока, но и более общими причинами, можно предполагать, что она связана с РН.*

Еще более убедительной представляется связь с РН линеаментов диагональной ориентировки — аномальной для горных стран, где господствует продольно-поперечное расчленение (см. рис. 33, в—з). В ряде случаев линеаменты состоят из нескольких отрезков, несопоставимых по своему геоморфологическому выражению. Так, прямолинейный восточный отрезок Скалистого хребта на Большом Кавказе (положительная форма рельефа, простирающаяся параллельно краю мегантиклиниория в этом месте) продолжается на юго-востоке системой долин того же — северо-западного простириания (отрицательные формы рельефа, простирающиеся диагонально к мегантиклиниорию). Вместе с тем объединение этих образований в единую линию (см. рис. 33, в, 2—2), пересекающую наискосок весь Большой Кавказ, свидетельствует о том, что последняя соответствует РН, возможно, глубинного заложения.

Необходимо иметь в виду, что анализ КС сам по себе не позволяет решить вопрос, как представлено РН: разрывом со смеще-

нием или зоной трещиноватости. Поэтому на схемах дешифрирования такие линеаменты следует выделять в качестве РН неясного типа.

В новейших впадинах, где линеаменты также часто проходят внутри однородных полей, важным признаком их соответствия РН являются повышенная обводненность и, как следствие этого, приуроченность к ним растительности [47].

Хорошие дедуктивные ДП всех разрывов в целом — это образование ими нескольких разнонаправленных систем, определенным образом ориентированных к основному структурному плану района и к странам света, а также концентрация в виде полос часто с кулисным расположением отдельных линеаментов.

Таким образом, тщательно выполненный предварительный анализ КС (без привлечения геологических материалов) позволяет получить довольно много данных о строении РН.

Выделяющиеся на КС линеаменты по степени их соответствия разрывным структурам подразделяются на следующие группы: 1) разрывы со смещением, доказанные и предполагаемые, 2) разрывы с неясным направлением и размером смещения, предполагаемые, 3) линеаменты, разрывная природа которых не доказана.

В распределении некоторых типов линеаментов восточной части Средиземноморского пояса есть определенная закономерность (рис. 34). Роза-диаграмма простирианий, построенная по линеаментам разломной и возможно разломной природы, отчетливо обнаруживает два наиболее часто встречаемых направления этих линеаментов — северо-западное 315° и северо-восточное 45° . Кроме того, намечаются второстепенные максимумы простирианий, соответствующие линеаментам с простирианием 285° и 0° . Интересно отметить, что соотношения в ориентировке линеаментов сохраняются почти неизменными на всей обследованной площади, вне зависимости от изменения простирианий складчатых цепей, основных разломов и горно-складчатых сооружений. На наш взгляд, такая закономерная (относительно один другого) и симметричная (к сторонам света) ориентировка линеаментов позволяет считать их элементами планетарной трещиноватости. Преобладание диагональных и в меньшей степени ортогональных направлений в линеаментной структуре современной эпохи следует связывать с выборочной мобилизацией тех мегатрещин, которые ближе отвечают ориентировке максимальных касательных и нормальных напряжений в планетарной системе ротационных тектонических напряжений геоида.

В пространственном распределении линеаментов возможно разломной природы также выявляется ряд закономерностей. Диагональные линеаменты часто группируются в обширные зоны диагонального же простириания. Наиболее крупные из таких зон составляют X-образные пересечения, в которые вписываются крупнейшие «входящие углы» части Средиземноморского пояса. Так, Аравийский выступ Гондваны обрамляется Сирийско-Дагестанской и Азово-Оманской зонами концентрации диагональных линеа-

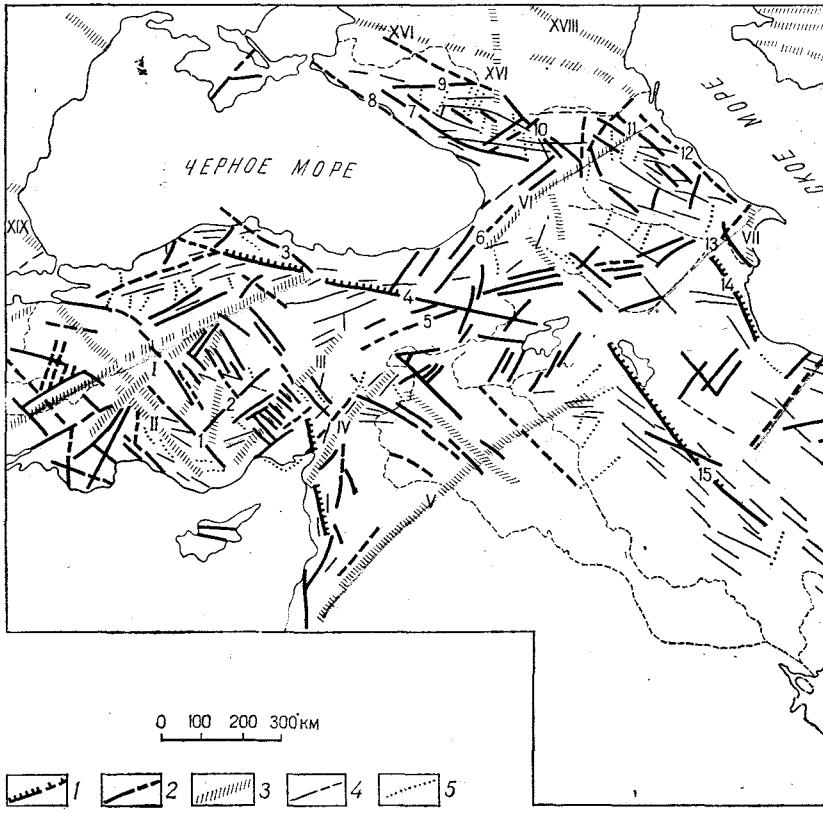
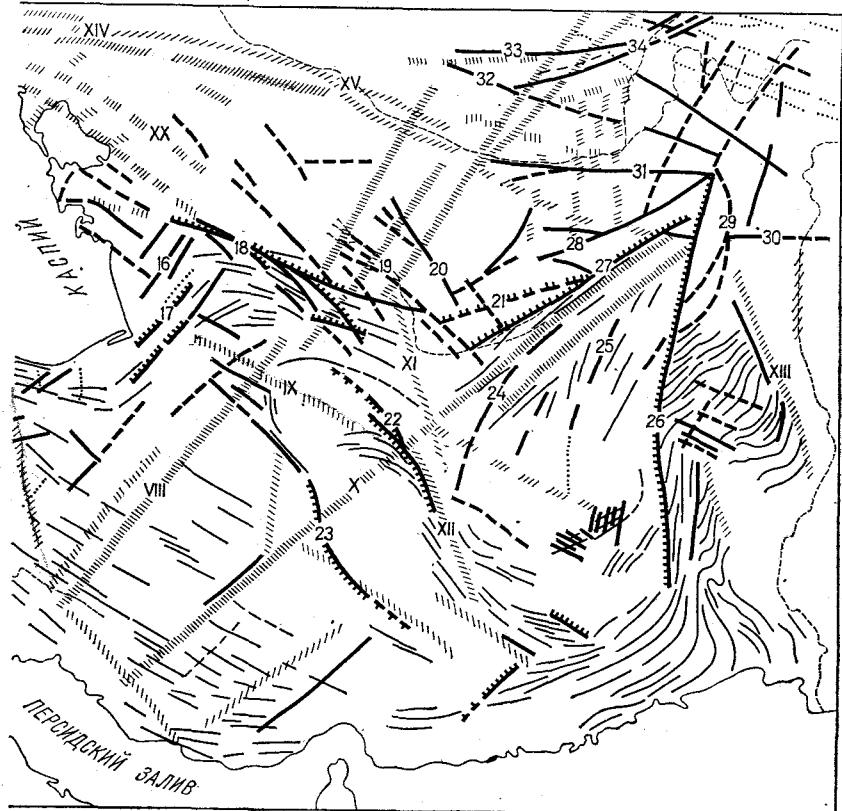


Рис. 34. Карта линеаментов восточной части Средиземноморского пояса. Составлена М. Л. Коппом и Л. М. Расцветаевым по дешифрированию ТКС. 1 — дешифрирующиеся как РН со смещением; 2—3 — фиксирующиеся как РН неясной природы (2 — четкие, 3 — расплывчатые); 4—5 — не обладающие признаками динамических нарушения, но которые могут им соответствовать; 4 — линии простирации тектонических структур, 5 — прочие линеаменты.

Линеаменты: 1 — Султан-Эргибурунский, 2 — Ходул-Карафисагадский, 3 — Кюре-Джаникский, 4 — Главный Анатолийский, 5 — Мунзурский, 6 — Чорохский, 7 — Пшиш-Кодорский, 8 — Причерноморский, 9 — Черкесский, 10 — Скалистого хребта, 11 — Джурмут-Аргунский, 12 — Восточно-Дагестанский, 13 — Сумгайт-Араксинский, 14 — Буроварский, 15 — Котур-Куртакский, 16 — Атрек-Сумбарский, 17 — Шахкухский, 18 — Главный Копетдагский, 19 — Тед-

ментов, а Туркмено-Иранский выступ Евразии — Мангышлак-Мекранской и Памиро-Белуджистанской зонами концентрации диагональных линий. Огибающие эти выступы складчатые дуги сопровождаются более мелкими системами секущих линеаментов, а также большим числом продольных (обычно дугообразно изогнутых) линий, согласных с простирациями складчатых систем. Таким образом, структурный рисунок космических линеаментов как бы повторяет более общий рисунок складчатой структуры орогенического пояса в целом, хотя конкретные трассы отдельных линеаментов и тектонических разрывов, как правило, не совпадают. Все это свидетельствует о тектонической природе линеаментов, их



женский, 20 — Мургабский, 21 — Сафедкохский, 22 — Пеленган-Мирза-Арабский, 23 — Найденский, 24 — Фаррахруд-Хамунский, 25 — Гильмендский, 26 — Чаманский, 27 — Герирудский, 28 — Банди-Туркестанский, 29 — Кабульский, 30 — Спингарский, 31 — Терmez-Кундузский, 32 — Кокча-Шахрисабзский, 33 — Зеравшанский, 34 — Гиссарский. Линеаментные зоны: I — Сегот-Эльминская, II — Хайдар-Сандиклинская, III — Восточно-Таврская, IV — Аманусская, V — Пальмирская, VI — Аджаро-Дагестанская, VII — Советабад-Яшминская, VIII — Центрально-Иранская (Исфаган-Сабзеварская), IX — Шахруд-Бирджанская, X — Шираз-Кабульская, XI — Серахская, XII — Сейстанская, XIII — Предсулейманская, XIV — Северо-Устюртская, XV — Мангышлак-Амударьинская, XVI — Северо-Кубанская (Ейско-Армавирская), XVII — Кисловодская, XVIII — Кумо-Манычская, XIX — Фракийская (Истранджинская), XX — Мангышлак-Устюртская

глубокой генетической связи с альпийским и, вероятно, значительно более древним развитием территории и об едином плане новейших деформаций восточной части Средиземноморского пояса.

Влияние условий съемки на информативность космических снимков

Масштаб съемки. Общеизвестно влияние изменения масштаба на информативность АС и КС. В. Д. Скарятин, подробно рассмотревший вопросы методики использования разномасштабных КС,

сформулировал следующие положения метода «многоступенчатой генерализации»: 1) по мере уменьшения масштаба снимков на них отражаются все более крупные (а соответственно и более глубинные) тектонические структуры; 2) в связи с изменением порядка дешифрируемых объектов изменяется содержание ДП; 3) поскольку с каждым уровнем генерализации связан свой набор информации, для изучения всей гаммы разнопорядковых структур необходимо применять совокупность разномасштабных снимков; наиболее оптимальен примерно трехкратный «шаг» такой шкалы масштабов; 4) крупномасштабные снимки должны являться основой для геологической и топографической привязок результатов дешифрирования [59].

Очевидно, что при комплексных геологических исследованиях большой территории желательно иметь более или менее полный набор снимков разного масштаба. Вместе с тем для решения конкретных задач масштаб снимков нужно выбирать в соответствии с размером изучаемых объектов. Например, для того, чтобы провести районирование территории по типам деформаций, необходимо располагать КС, охватывающим несколько складчатых зон; чтобы выяснить особенности внутреннего строения одной зоны (вергентность, наклон зеркала складчатости, характер взаимного расположения структур), нужен КС всей этой зоны в ее наиболее характерном пересечении; для изучения же стратиграфического разреза достаточно снимка, охватывающего какую-либо крупную складку или хотя бы часть одного ее крыла.

А. В. Доливо-Добровольский и С. И. Стрельников предложили следующие рекомендации по использованию разномасштабных снимков: 1) предварительный обзор территории исследования следует осуществлять с помощью ТКС масштаба 1 : 10 000 000; 2) выделение структурных линий, разломов и контуров — КС масштаба до 1 : 3 000 000; 3) опознавание литолого-стратиграфических комплексов или структурных форм — КС более крупных масштабов, высотные и радиолокационные аэроснимки [32].

Нами составлена таблица, показывающая изменение информативности КС районов разных типов в зависимости от масштаба съемки (табл. 1.). В таблице отдельно рассматриваются общая геологическая информативность КС, под которой мы понимаем качественный набор всей содержащейся в них информации, независимо от ее новизны, и возможная новая информация.

Время съемки. Требования к выбору сезона и времени космической съемки и аэросъемки в целом одинаковы. Поскольку последние достаточно хорошо разработаны, напомним лишь некоторые основные принципы и проанализируем их применительно к съемкам с космических носителей.

Выбор времени дня определяется прежде всего требованиями к достаточной чистоте атмосферы (обычно это первая половина дня) и наиболее благоприятными для передачи геологических компонентов ландшафта условиями солнечного освещения. Учет последнего обстоятельства особенно необходим для съемки глу-

боко расчлененных горных районов. В этих условиях приходится учитывать противоречивые факторы, влияющие на качество изображения разных элементов земной поверхности. Так, фотографическая контрастность рельефа увеличивается при низкой высоте Солнца и достигает максимума, когда угол освещения примерно равен средним углам склонов (для высокогорных районов типа Кавказа — это 20—30°); при еще меньшей высоте Солнца появляются отброшенные тени, закрывающие противоположные склоны. Для того же, чтобы подчеркнуть собственные тональные контрасты наземных образований, лучше проводить съемку в полуденное время, когда освещенность склонов разной экспозиции почти одинакова. Еще более «ножницы» между благоприятными моментами съемок увеличиваются для равнин, где достаточная объемность изображения пологих форм рельефа может быть достигнута лишь при очень низкой высоте Солнца.

Наилучшее разделение обнаженных горных пород по фототону обеспечивается снимками с «Салюта-4» и некоторыми — с ПКК «Союз-9», сделанными около полудня (см. рис. 3, 4, 17). Вместе с тем на них плохо читается рельеф, что затрудняло привязку объектов к топографической карте. Лучше всего морфология рельефа видна на КС с ПКК «Союз-12» и восточного залета ПКК «Союз-9» (оз. Резайе — Апшеронский полуостров), полученных при низкой высоте Солнца, но тональные контрасты горных пород и границы растительного покрова видны на них уже неудовлетворительно (см. рис. 4,5).

Особенно наглядно различия информативности выступают при сравнении разновременных снимков одного и того же района, как это было показано для Восточного Ирана.

Поскольку наиболее густые тени образуются на склонах гряд, ориентированных перпендикулярно направлению света, топографическая выразительность снимков зависит не только от высоты, но и от азимута Солнца. Наглядный пример этому дают КС центрального пересечения Кавказа, полученные в момент, когда Солнце находилось на юго-западе (см. рис. 3). Наиболее четко на них дешифрируются линеаменты северо-западного простирания (Джурмут-Аргунский, небольшие линеаменты около Казбека), в то время как линеаменты северо-восточного направления (Казбек-Цхинвальский и др.) видны значительно менее контрастно.

Исходя из указанных противоречивых ограничений, аэросъемку горных районов обычно рекомендуется проводить при средней ($h_{\odot}=45^{\circ}$) высоте Солнца, что неизбежно приводит к потере части информации. Космическая съемка благодаря ее большой скорости и возможности частого повторения позволяет преодолеть эти ограничения. Наибольшая сумма геологической информации могла быть получена при трехкратной ($h_{\odot}=20-30^{\circ}$ — утро; $h_{\odot}=60-70^{\circ}$ — полдень; $h_{\odot}=20-30^{\circ}$ — вечер) или хотя бы двукратной ($h_{\odot}=20-30^{\circ}$; $h_{\odot}=60-70^{\circ}$) повторяемости съемок.

Наиболее оптимальный сезон съемки — весна и лето, когда Солнце стоит особенно высоко и реже закрыто облаками. Посколь-

Таблица 1

Тип района	Изученность	Район	Масштаб	
			1:500 000—1:1 000 000	
			Общая информативность	Возможная новая информация
Горные, хорошо обнаруженные	Хорошая	Дагестан, Армянское нагорье, Загрос, Таджикская депрессия	В просто построенных районах — геологические формации, складки, разрывы со смещениями. В сложно построенных районах — простирание пластов. Везде линеаменты	Обнаружение линеаментов
	Плохая	Центральный и Восточный Иран, Центральный Афганистан	Уточнение контуров распространения формаций, обнаружение неизвестных складок и разрывов со смещением, установление их типов; обнаружение линеаментов	
Горные, закрытые	Хорошая	Большой Кавказ, Центральный и Восточный Эльбурс	Некоторые формации, выраженные в рельефе; некоторые складки и разрывы со смещениями; простирание структур; линеаменты	Обнаружение линеаментов
	Плохая	Иранский Талыш, Западный Эльбурс	Уточнение ориентировки структур и характера их расположения; обнаружение линеаментов	
Предгорья и равнины	Хорошая	Закавказская межгорная зона	Генетические типы и разновозрастные комплексы четвертичных отложений, аккумулятивный рельеф; складки и разрывы, выраженные в осадках и рельефе; линеаменты	Некоторое уточнение границ четвертичных отложений; обнаружение выраженных в рельефе и фациях молодых складок и разрывов, обнаружение линеаментов
	Плохая	Впадины Центрального и Восточного Ирана	Уточнение границ четвертичных отложений, обнаружение выраженных в рельефе молодых складок и разрывов; обнаружение линеаментов	

Общая информативность	Возможная новая информация	1:2 000 000—1:3 000 000	
		1:6 000 000—1:8 000 000	
		Общая информативность	Возможная новая информация
Структурно-информационные зоны			
Уточнение положения и характера границ структурно-информационных зон (для слабо изученных районов); обнаружение линеаментов	Простирание структур; линеаменты	Обнаружение линеаментов	Обнаружение линеаментов
Генетические типы и разновозрастные комплексы четвертичных отложений; некоторые складки и разрывы, выраженные в осадках и рельефе; линеаменты	Обнаружение линеаментов	Уточнение ориентировки структур; обнаружение линеаментов	Уточнение системы платформ, краевые и межгорные прогибы, иногда структурно-формационные зоны; простирание структур; линеаменты
Складчатые системы, платформы, краевые и межгорные прогибы, иногда структурно-формационные зоны; простирание структур; линеаменты			
Уточнение положения и характера границ структурно-формационных зон (для слабо изученных районов); обнаружение линеаментов	Обнаружение линеаментов	Уточнение границ четвертичных отложений; обнаружение выраженных в рельефе и осадках складок и разрывов	Уточнение положения и характера границ структурно-формационных зон; простирание структур; линеаменты

ку космическая съемка одновременно проводится на больших площадях, необходимо приспособливаться к условиям районов с наиболее влажным климатом (применительно к нашей территории — это Кавказ и Эльбурс, для которых наибольшее число солнечных дней приходится на июль — август и, наименьшее — на февраль — март). Однако, как было показано выше, некоторую ориентирующую информацию могут дать и КС, снятые зимой и при плохой погоде. Например, изгибы снеговой линии могут выделить тектонически обусловленные формы рельефа, облака «прислоняются» к уступам и т. д.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ МНОГОЗОНАЛЬНЫХ СНИМКОВ НА ПРИМЕРЕ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Фотографии, снятые в широкой видимой области спектра (особенно цветные и черно-белые отпечатки с цветной пленки), воспроизводят тональные различия природных образований примерно в пропорциях, воспринимаемых человеческим зрением, и в этом смысле наиболее объективны. Как показали измерения спектральной отражательной способности природных объектов и фотосъемка в различных диапазонах спектра, оптические контрасты в зависимости от регистрируемых длин волн могут то увеличиваться, то уменьшаться. Таким образом, при обычной съемке происходит усреднение фотографических характеристик и за счет этого стирание различий, иногда хорошо проявляющихся в узких диапазонах. Кроме того, из «поля зрения» такой съемки совершенно выпадают ближняя инфракрасная и ближняя ультрафиолетовая области, которые могут фиксироваться только с помощью специальных пленок и светофильтров; при черно-белой съемке на изопанхроматическую пленку не фиксируется коротковолновая часть видимой области, отсекаемая желтыми светофильтрами.

Указанная потеря информации может быть восполнена использованием фотографической аппаратуры, настроенной на восприятие не всего спектра, а только тех узких его интервалов (зон), в которых исследуемый территориальный комплекс характеризуется наибольшей контрастностью составляющих его компонентов. Техника такой съемки хорошо разработана. С помощью заранее подобранных комбинаций светофильтров и избирательно сенсибилизованных пленок можно получать фотографии узких зон шириной всего 30—40 нм практически в любой части спектра от 300 до 900 нм [13]. Однако наилучшие результаты достигаются при регистрации сразу нескольких спектральных диапазонов, что может быть достигнуто двумя способами: либо использованием многослойной цветной пленки с эмульсионными слоями, сенсибилизованными к разным участкам спектра (спектрозональная съемка), либо одновременным фотографированием на нескольких черно-белых пленках (многозональная съемка).

С помощью спектrozональной съемки можно получать интересную геологическую информацию, особенно для территорий с широко развитым растительным покровом. Перспективы дистанционного изучения Земли связываются теперь с многозональной съемкой, представляющей возможность более свободного выбора спектральных диапазонов.

Для разработки методики проведения многозональной съемки и дешифрирования ее материалов по инициативе Института космических исследований АН СССР организован самолетный подспутниковой эксперимент, программа которого наряду с обычной

и многозональной фотосъемкой предусматривает в перспективе и ряд других специальных видов дистанционных исследований: тепловую и радарную съемки, спектрографирование. В результате этого эксперимента в числе прочих районов была сфотографирована и восточная часть Большого Кавказа.

Выбор спектральных диапазонов для многозональной съемки геологических объектов

Для достижения наибольшей информативности спектроздональных и многозональных фотографий и удешевления съемок (сокращение расхода фотоматериалов, изготовление компактной фотоаппаратуры) главное значение имеет правильный выбор спектральных интервалов, в которых производится фотографирование. Это достигается анализом данных о спектральной отражательной способности природных объектов (метод спектрографирования) и сравнительным дешифрированием материалов опытных спектроздональных и многозональных съемок. Наиболее надежные результаты могут быть получены вторым способом (особенно его комбинацией с первым), позволяющим сравнивать не только оптические плотности по линии лётного маршрута, но и весь комплекс ДП.

Анализ данных о спектральной отражательной способности геологических образований. Данный метод включает следующие операции.

1. Измерение в лётных или полевых условиях с помощью специальных приборов — спектрографов — оптических характеристик объектов: альбедо А, яркости В, спектральной яркости B_λ , спектрального коэффициента яркости r_λ *.

2. Построение графиков зависимости оптических характеристик от длин волн спектра (λ) **.

3. Сравнение графиков разных объектов с целью выявления интервалов спектра, в которых оптические контрасты достигают наибольших значений — посредством геометрического наложения графиков или на ЭВМ.

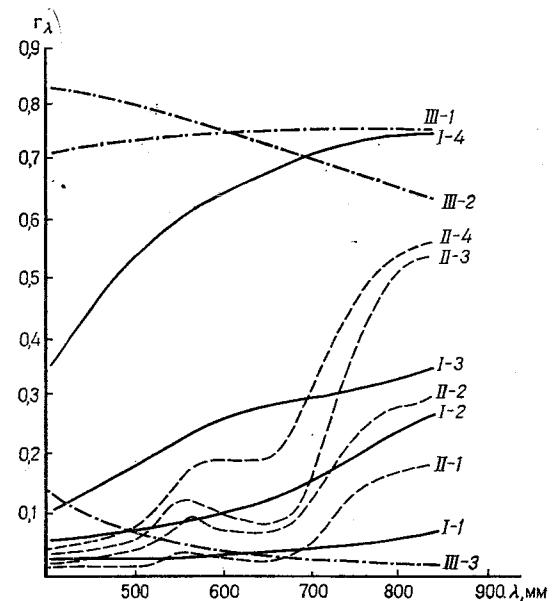
Первая сводка данных по спектральной отражательной способности природных образований, опубликованная Е. Л. Криновым [34] позволила сгруппировать все разнообразные объекты земной поверхности в три класса, отличающиеся формой графика r_λ , λ (рис. 35).

Внутри каждого класса горных пород и почв Е. Л. Кринов выделил четыре вида объектов, различающихся по абсолютному зна-

* Яркость (В) — отношение силы света, измеренной в определенном направлении, к площади светящейся поверхности. Коэффициент яркости (r) — отношение яркости объекта к яркости белой, идеально рассеивающей поверхности при одинаковой освещенности. Спектральный коэффициент яркости (r_λ) — коэффициент яркости для определенного участка спектра. Альбедо (А) — отношение потока излучения, рассеиваемого поверхностью, к потоку, падающему на нее.

** Длина волн — в нанометрах (нм). 1 нанометр = 0,01 микрон = 10 ангстрем.

Рис. 35. Спектральная отражательная способность природных образований. По Е. Л. Кринову, 1947.
 I класс (обнажения пород, почвы): I-1 — чернозем, влажные почвы, торфяники, I-2 — осьпи, скалы, песок, отмели, I-3 — красный песчаник, конгломераты, песок, таксы, I-4 — глины, сланцы, известняки, светло-серые, песчаники. II класс (растительные образования): II-1 — хвойный лес зимой, II-2 — хвойный лес летом, суходольный луг, II-3 — лиственный лес летом, луг, II-4 — лиственный лес осенью, созревший хлеб. III класс (вода, снег): III-1 — снег с ледяной коркой, III-2 — свежий снег, III-3 — вода, отражающая небо



чению спектральной яркости, т. е. по высоте кривой r^λ , λ ; при этом почвы, содержащие растительные остатки, характеризуются вогнутой формой графика, а горные породы — выпуклой. Как отметил К. Я. Кондратьев [23], максимальные оптические контрасты на графиках r , λ наблюдаются в интервалах 550—560, 660—680 и 800—840 нм.

Пригодность спектрографического метода для определения литологических разностей горных пород была установлена в результате специальных исследований на естественных полигонах в Южной Туркмении и Предкавказье [14]. Был собран ряд данных о спектральной отражательной способности горных пород и ее изменениях в зависимости от типа и генезиса отложений, но никаких конкретных рекомендаций по выбору спектральных диапазонов для аэросъемки сделано не было.

В широком объеме спектрографические исследования были проведены в Центральном Казахстане — для выбора оптимальных зон сенсибилизации спектроздональных пленок. Результаты исследований обобщены в монографии [22], до настоящего времени представляющей наиболее полную сводку фактического материала по спектральной отражательной способности горных пород. Характерные графики r_λ , λ их основных разновидностей, представленные в этой работе, приводятся на рис. 36.

Общее свойство спектральных характеристик пород Казахстана — увеличение яркостных контрастов в зеленой и красной зонах спектра. В сторону синей зоны контрасты уменьшаются, что выражается в сближении кривых спектральной яркости; несколько

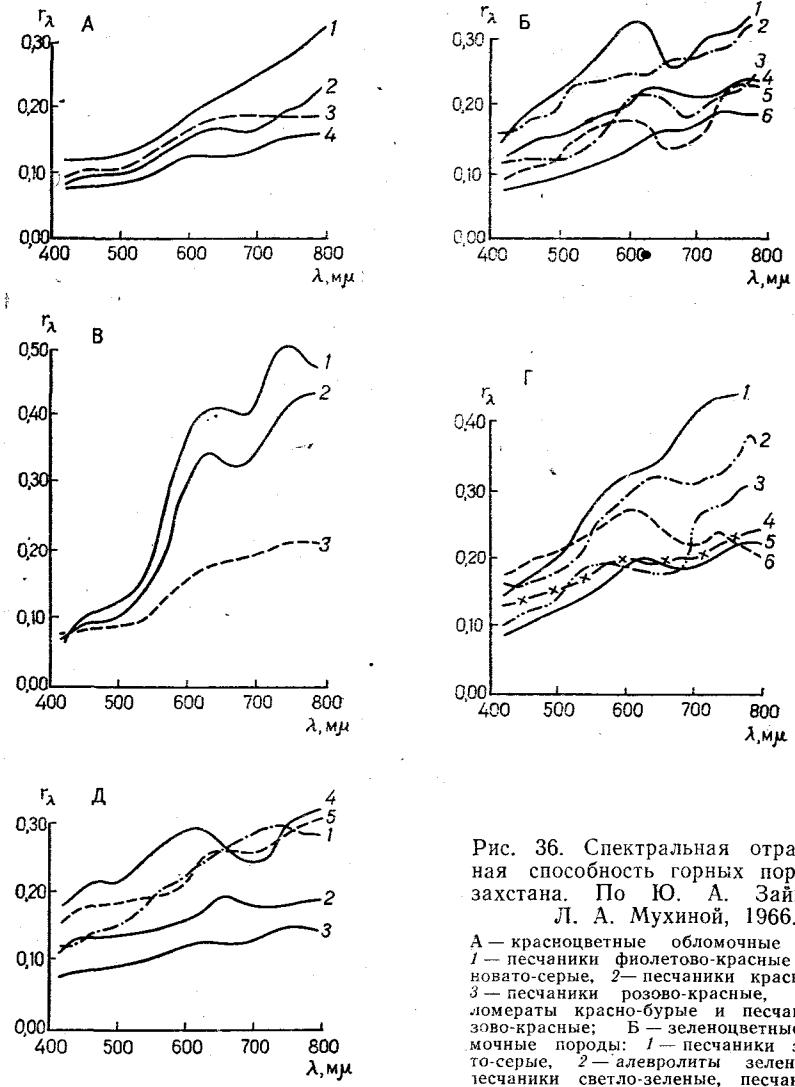


Рис. 36. Спектральная отражательная способность горных пород Казахстана. По Ю. А. Зайцеву и Л. А. Мухиной, 1966.

А — красноцветные обломочные породы: 1 — песчаники фиолетово-красные и красновато-серые, 2 — песчаники красно-бурые, 3 — песчаники розово-красные, 4 — конгломераты красно-бурые и песчаники розово-красные; Б — зеленоцветные обломочные породы: 1 — песчаники зеленовато-серые, 2 — алевролиты зеленые, 3 — песчаники светло-зеленые, песчаники зелено-серые, 4 — песчаники зелено-серые

с красноватым оттенком, 5 — песчаники темно-серые, 6 — песчаники зеленовато-серые с красным оттенком; В — глинистые породы: 1 — суглинки желтовато-красные, 2 — глины желтовато-серые, 3 — суглинки и аргиллиты темно-красные, 2 — бурые и серовато-бурые, 3 — известняки; Г — известняки: 1 — органогенные желто-серые, 5 — зеленовато-серые, 6 — серые с желтоватым оттенком; Д — вулканогенные породы: 1 — кварцевые порфириты розовые, 2 — диабазовые порфиры зеленовато-серые, 3 — порфириты темно-серые и темно-зеленые, 4 — туфы дакитовых порфириров розово-серые, 5 — туфы липаритовых порфириров от розовато-серых до фиолетово-красных

меньшее сближение происходит и в направлении инфракрасного участка.

Обобщая полученный материал, Л. А. Мухина считает, что большинство горных пород нельзя охарактеризовать какой-либо

определенной, присущей данной группе пород кривой r_λ , λ . Форма графика в первую очередь обусловливается цветом объекта, но спектральная характеристика объектов, вызывающих ощущение одинакового цвета, может выражаться бесконечным числом различных по форме кривых.

Цветовой тон всей совокупности осадков, развитых в пределах изученного района, сосредоточен в довольно узком участке спектра с $\lambda = 565$ — 610 нм, что визуально соответствует желто-зеленому интервалу. Примерно в этом же, но более широком диапазоне ($\lambda = 550$ — 650 нм) находятся резкие изгибы кривых r_λ , λ (максимумы и минимумы, изломы). Для черно-белой аэросъемки открытых районов рекомендуется изохроматическая пленка с повышенной чувствительностью к желто-зеленой зоне спектра. Среди многослойных спектрозональных пленок наилучшее цветodelение горных пород должны обеспечивать пленки, в которых присутствуют слои, сенсибилизованные к зеленой и ближней инфракрасной зонам. Наихудшие результаты при почти полном отсутствии цветodelения должны быть получены на пленках, содержащих только красный и инфракрасный слои. С другой стороны, эти же пленки не будут уступать пленкам первой группы по различению растительности от горных пород [22].

Измерения спектральной отражательной способности наземных объектов из космоса представляют существенный интерес для выбора спектральных диапазонов. Уникальные в этом отношении эксперименты проводились на ПКК «Союз-7» и «Союз-9» на трассах, пересекающих аридные территории Аравийского полуострова, Ирана и Туркмении.

Большие скорость и высота полета космических кораблей, атмосферное рассеивание позволяли распознавать только некоторые крупные территориальные комплексы, различающиеся по геологическому строению. Так, в пределах плато Устюрт и Ирана по спектральной характеристике различались каменистые, песчаные и глинистые пустыни, такыры, солончаки, водные поверхности. Конtrасты между отдельными участками каменистых пустынь, обусловленные неоднородностями геологического строения, оказались весьма невелики; повышение их заметно в двух участках: в зелено-голубой зоне ($\lambda = 520$ нм) и в красной ($\lambda = 660$ нм). Также невелики спектральные контрасты освещенных и затененных участков пустынь, причем последовательное увеличение их происходит в сторону красной и инфракрасной зон спектра [13, 23].

Б. В. Виноградов предлагает следующие основные диапазоны многозональной съемки для регистрации наземных объектов: 400—520 нм (сине-голубой) — различение горных пород, информация о строении затененных участков; 480—590 нм (зелено-голубой) — рельеф шельфа; 510—590 нм (зеленый) — оконтуривание зеленой растительности, деление горных пород; 620—670 нм (красный) — выделение почв и горных пород; изучение рельефа; 700—920 нм (инфракрасный) — деление растительности, рельеф [13, 23].

Анализ данных о спектральной отражательной способности

природных образований проводился и в других странах, главным образом в США [82]. Для проведения многозональной съемки с ПКК «Аполлон-9» рекомендовались следующие зоны: (табл. 2). Как видно, данная таблица значительно более подробна в отношении геоботанических объектов, нежели геологических.

Число и ширина диапазонов, которые необходимо использовать для многозональной съемки, являются дискуссионными. Предлагаются различные варианты — от 3 до 16 диапазонов, однако для космических съемок рекомендуются обычно 3—4 довольно широкие (100—150 нм) зоны регистрации, расположенные примерно в синем, зеленом, красном и инфракрасном участках. Так, для технологического спутника земных ресурсов «ERTS» были предложены следующие зоны регистрации: 475—575 нм — уточнение подводного рельефа мелководий; 580—680 нм — картирование горных пород, почв и видов растительных образований; 690—830 нм — оконтуривание береговой линии, увлажненных участков, отделение растительности от неорганических объектов [82].

Ю. К. Ходарев (1974 г.) считает, что наилучшее разделение всех типов наземных объектов будет обеспечено при использовании 6—8 узких (до 40 нм) диапазонов, равномерно разбросанных по спектру, а К. Я. Кондратьев сводит их число до трех: 540—560, 660—690 и 780—820 нм [23]. Увеличение ширины диапазонов выше 30—40 нм, по мнению К. Я. Кондратьева, О. Б. Васильева

Таблица 2

Задачи	Зоны спектра			
	синяя	зеленая	красная	инфракрасная
Оконтуривание растительного покрова			+	+
Разделение хвойных и лиственных пород				+
Определение некоторых видов растительности	+	+	+	+
Оконтуривание отмирающей растительности				+
Выявление агентов, вызывающих отмирание растительности	+	+		
Установление точного русла рек	+	+		+
Детализация подводного рельефа	+	+		
Строение затененных участков	+	+		
Разделение геологических формаций	+	+	+	+
Карттирование населенных пунктов	+	+	+	+

и Г. А. Иваняна (1974 г.), приведет к сильному усреднению коэффициентов спектральной яркости и соответственному уменьшению контрастов.

Оставляя в стороне существующие разногласия в вопросе о местоположении, числе и ширине оптимальных диапазонов, связанные с неполнотой данных о спектральной отражательной способности геологических объектов и недостаточной разработанностью критериев выбора, нельзя не отметить сходства точек зрения разных исследователей по самым главным аспектам рассматриваемой проблемы. Так, для наилучшего деления обнаженных горных пород обычно рекомендуется применять диапазоны, расположенные в середине видимой области спектра (особенно зеленый), для подчеркивания контрастности наземного рельефа — красный и близкий инфракрасный участки, для съемки районов, где характер и распространение растительности связаны с особенностями геологического строения, — инфракрасный и красный диапазоны.

Анализ данных опытных спектрозональных и многозональных съемок. Спектрозональная съемка производится однокамерным фотоаппаратом на цветную пленку из двух-трех эмульсионных слоев, сенсибилизованных к разным участкам спектра: как правило, к инфракрасному, а также к красному и зеленому (или одному из них). Изображение воспроизводится в условных цветах, поскольку основное требование к материалам спектрозональной съемки — достижение наибольшего контраста между цветами в отдельных слоях, а не правильная цветопередача.

Наиболее распространены двухслойные спектрозональные пленки типов СН-2 и СН-2М с эмульсионными слоями, сенсибилизованными к красному и инфракрасному интервалам спектра. Пленки в ряде случаев дают новую информацию о пространственном распределении растительности и отдельных ее видов, почв, увлажненных участков [3, 22]. В геологическом аспекте эти данные применялись для поисков рудных тел — по приуроченной к ним растительности, трассирования разрывов — по местам увлажнения, выяснения состава грунта. Подчеркивается высокая информативность отпечатков с пленок СН-2 и СН-2М для картирования растительного покрова, отмечается, однако, что цветodelение обнаженных горных пород в аридных районах ими обеспечивается не лучше, а часто даже хуже, чем обычными цветными или черно-белыми снимками аналогичного масштаба [22]. Кроме пленки СН-2 анализировались двухслойные спектрозональные пленки типов СН-4 и СН-5 с эмульсионными слоями, сенсибилизованными соответственно к зеленому — красному и зеленому — инфракрасному участкам. Сравнение снимков показало, что наилучшее цветodelение горных пород обеспечивалось отпечатками с пленки СН-5; ненамного уступает ей в этом отношении пленка СН-4. Обе эти пленки по своей информативности превосходят обычные цветные и черно-белые. Спектрозональная пленка типа СН-2 оказалась наименее пригодной для фотографирования геологических объектов. Некоторое увеличение нагрузки снимков отмечалось лишь в уча-

природных образований проводился и в других странах, главным образом в США [82]. Для проведения многозональной съемки с ПКК «Аполлон-9» рекомендовались следующие зоны: (табл. 2). Как видно, данная таблица значительно более подробна в отношении геоботанических объектов, нежели геологических.

Число и ширина диапазонов, которые необходимо использовать для многозональной съемки, являются дискуссионными. Предлагаются различные варианты — от 3 до 16 диапазонов, однако для космических съемок рекомендуются обычно 3—4 довольно широкие (100—150 нм) зоны регистрации, расположенные примерно в синем, зеленом, красном и инфракрасном участках. Так, для технологического спутника земных ресурсов «ERTS» были предложены следующие зоны регистрации: 475—575 нм — уточнение подводного рельефа мелководий; 580—680 нм — картирование горных пород, почв и видов растительных образований; 690—830 нм — оконтуривание береговой линии, увлажненных участков, отделение растительности от неорганических объектов [82].

Ю. К. Ходарев (1974 г.) считает, что наилучшее разделение всех типов наземных объектов будет обеспечено при использовании 6—8 узких (до 40 нм) диапазонов, равномерно разбросанных по спектру, а К. Я. Кондратьев сводит их число до трех: 540—560, 660—690 и 780—820 нм [23]. Увеличение ширины диапазонов выше 30—40 нм, по мнению К. Я. Кондратьева, О. Б. Васильева

Таблица 2

Задачи	Зоны спектра			
	синяя	зеленая	красная	инфракрасная
Оконтуривание растительного покрова			+	+
Разделение хвойных и лиственных пород				+
Определение некоторых видов растительности	+	+	+	+
Оконтуривание отмирающей растительности				+
Выявление агентов, вызывающих отмирание растительности	+	+		
Установление точного русла рек	+	+		+
Детализация подводного рельефа	+	+		
Строение затененных участков	+			
Разделение геологических формаций	+	+	+	+
Картирование населенных пунктов	+	+	+	+

и Г. А. Иваняна (1974 г.), приведет к сильному усреднению коэффициентов спектральной яркости и соответственному уменьшению контрастов.

Оставляя в стороне существующие разногласия в вопросе о местоположении, числе и ширине оптимальных диапазонов, связанные с неполнотой данных о спектральной отражательной способности геологических объектов и недостаточной разработанностью критериев выбора, нельзя не отметить сходства точек зрения разных исследователей по самым главным аспектам рассматриваемой проблемы. Так, для наилучшего деления обнаженных горных пород обычно рекомендуется применять диапазоны, расположенные в середине видимой области спектра (особенно зеленый), для подчеркивания контрастности наземного рельефа — красный и близкий инфракрасный участки, для съемки районов, где характер и распространение растительности связаны с особенностями геологического строения, — инфракрасный и красный диапазоны.

Анализ данных опытных спектрозональных и многозональных съемок. Спектрозональная съемка производится однокамерным фотоаппаратом на цветную пленку из двух-трех эмульсионных слоев, сенсибилизованных к разным участкам спектра: как правило, к инфракрасному, а также к красному и зеленому (или одному из них). Изображение воспроизводится в условных цветах, поскольку основное требование к материалам спектрозональной съемки — достижение наибольшего контраста между цветами в отдельных слоях, а не правильная цветопередача.

Наиболее распространены двухслойные спектрозональные пленки типов СН-2 и СН-2М с эмульсионными слоями, сенсибилизованными к красному и инфракрасному интервалам спектра. Пленки в ряде случаев дают новую информацию о пространственном распределении растительности и отдельных ее видов, почв, увлажненных участков [3, 22]. В геологическом аспекте эти данные применялись для поисков рудных тел — по приуроченной к ним растительности, трассированию разрывов — по местам увлажнения, выяснению состава грунта. Подчеркивается высокая информативность отпечатков с пленок СН-2 и СН-2М для картирования растительного покрова, отмечается, однако, что цветodelение обнаженных горных пород в аридных районах ими обеспечивается не лучше, а часто даже хуже, чем обычными цветными или черно-белыми снимками аналогичного масштаба [22]. Кроме пленки СН-2 анализировались двухслойные спектрозональные пленки типов СН-4 и СН-5 с эмульсионными слоями, сенсибилизованными соответственно к зеленому — красному и зеленому — инфракрасному участкам. Сравнение снимков показало, что наилучшее цветodelение горных пород обеспечивалось отпечатками с пленки СН-5; ненамного уступает ей в этом отношении пленка СН-4. Обе эти пленки по своей информативности превосходят обычные цветные и черно-белые. Спектрозональная пленка типа СН-2 оказалась наименее пригодной для фотографирования геологических объектов. Некоторое увеличение нагрузки снимков отмечалось лишь в уча-

стках развития зеленой растительности. Ю. А. Зайцев и Л. А. Мухина рекомендуют применять для аэрофотосъемки обнаженных территорий спектрональные пленки СН-4 и СН-5, один из слоев которых обязательно сенсибилизирован к зеленой зоне спектра. Пленки СН-2 и СН-2М, сенсибилизированные к длинноволновому диапазону, целесообразно использовать только в тех районах, где приходится использовать геоботанические ДП [22].

При многозональной съемке излучение одновременно регистрируется на несколько однослойных черно-белых пленок, установленных в многокамерном аппарате. Такой способ фотографирования обладает целым рядом преимуществ перед спектрональной съемкой: большим числом спектральных диапазонов, возможностью свободного их выбора и более высокой разрешающей способностью однослойных фотографических материалов по сравнению с многослойными. Недостатки многозональной съемки — это большой расход пленки и увеличение работы дешифровщика, так как вместо одного снимка приходится анализировать сразу несколько. Для преодоления последнего недостатка успешно разрабатываются способы совмещения ахроматических зональных фотографий в одну цветную посредством их проецирования на общий экран.

Многозональная аэросъемка начала применяться в широких объемах только в последнее десятилетие главным образом в США. Однако подавляющая часть летно-съемочных работ проводилась в закрытых платформенных районах США и была направлена на изучение растительности и почв. Сравнение геологической информативности спектрально-дифференцированных изображений показывает, что наилучшее деление обнаженных скальных пород и рыхлых грунтов обеспечивается снимками в зеленом и красном интервалах спектра.

Вместе с тем белые известняки, отражающие ультрафиолетовое излучение [91], лучше видны на снимках в синей и фиолетовой зонах, где они выделяются светлым фотоном. В коротковолновой части спектра (особенно в голубой и зеленой зонах) лучше видно строение затененных участков [80]; наибольшая же контрастность рельефа наблюдается в красной и ближней инфракрасной зонах. В этом же направлении увеличивается тоноделение видов растительности, однако оконтуривание ее и отделение от обнаженных участков проще производятся на фотографиях, снятых в красных лучах [81, 86].

Значительно больший интерес для наших задач представляют материалы космических многозональных съемок, позволяющие благодаря своей обзорности сравнивать изображения районов с разными географическими и геологическими условиями. Такие съемки проводились с ПКК «Аполлон-9» и автоматических телевизионных спутников «ERTS», «Landsat», с ПКК «Союз-12» и ОС «Салют-4».

С «Аполлона-9» были сфотографированы некоторые районы Скалистых гор, Аппалачей, Миссисипская долина и ряд террито-

рий Южной Америки. Съемка велась четырехобъективным аппаратом, три камеры которого были заряжены черно-белыми пленками, сенсибилизованными к зеленой, красной и инфракрасной зонам, а четвертая — трехслойной спектрональной пленкой, дающей суммарное изображение всех трех диапазонов.

На КС хорошо обнаженных Скалистых гор (районы долин Империал и Гилос-Ривер) цветodelение горных пород в целом довольно слабое (выделяются только некоторые характерные формации: карбонатные толщи, молодые вулканиты), несколько лучше обеспечивалось деление в красной и зеленой зонах. В этом же интервале спектра четче видна морфология рельефа, причем наибольшее число его деталей, в том числе обусловленных неоднородностями геологического строения (линеаменты, рисунок эрозионного расчленения), выделялось на снимках в зеленых лучах. Инфракрасная же зона оказалась неблагоприятной для изучения геоморфологии из-за высокой контрастности и соответственного огрубления рельефа [92].

Противоположный результат показала многозональная съемка менее расчлененных и сильно залесенных Аппалачей. На фотографиях в видимой области рельеф этого района виден плохо из-за нивелирующего влияния растительности; по светлому фотону выделяются только самые крупные хребты, в вершинной части более обнаженные по сравнению со склонами. В ближней инфракрасной зоне весь ландшафт выглядит светлее из-за повышения отражательной способности растительности, но густота теней сохраняется. За счет этого лучше видны выраженные в рельефе фотомаркирующие горизонты и смещающие их разрывы, но зато практически пропал контраст залесенных склонов хребтов и их оголенных водоразделов.

Для всех районов инфракрасная зона оказалась наиболее информативной в отношении геоморфологии долин, на ней лучше видна структура распаханных земель, легче выделяются населенные пункты. Еще более полно этот комплекс объектов подразделяется на спектрональных КС, которые, по мнению некоторых авторов [82, 92], вообще превосходят спектрально-дифференцированные изображения. Использование их позволило уточнить геоморфологию долин крупных рек и выделить ряд линеаментов, пересекающих четвертичные отложения. Вместе с тем особенности горного рельефа на этих КС передаются с той же, а иногда и с меньшей полнотой по сравнению с черно-белыми длинноволновыми снимками [92]. Примерно те же диапазоны применялись при съемке со спутника «ERTS-1». Высокая геологическая информативность этих материалов, позволившая в ряде случаев получить новые регионально-геологические данные, была показана в многочисленных работах [42, 48, 51].

С ПКК «Союз-12» была сфотографирована полоса от Малого Кавказа на юго-западе до Устюта на северо-востоке. Многозональная съемка проводилась в шести диапазонах, равномерно

распределенных в видимой области спектра (от голубой до дальней красной зоны).

Наиболее информативными для изучения всех наземных объектов оказались КС в красном диапазоне, использование которых позволило выявить ряд неизвестных ранее линеаментов и уточнить особенности морфологии некоторых вулканов, главным образом на территории Турции. Снимки в коротковолновой области, как и следовало ожидать, оказались малоконтрастными (нивелирующее влияние атмосферы) и поэтому почти непригодными для геологического дешифрирования. Единственное достоинство их — большая подробность при изображении засоленных участков, что позволило детальнее картировать древние береговые линии Средиземного и Каспийского морей и некоторых озер. Рельеф мелководий лучше всего регистрировался на КС в зеленой зоне спектра.

Выводы. Основные выводы об изменении «фотогеничности» основных групп геологических объектов и связанной с ними растительности при фотографировании в разных зонах спектра могут быть следующими.

1. Наилучшее разделение обнаженных горных пород по цвету и фототону имеет место в видимой области спектра в центральной ее части (зеленая и желтая зоны — 520—650 нм). Однако вопрос о спектральной отражательной способности горных пород изучен недостаточно.

2. Контрастность освещенных и теневых участков, обусловливающая восприятие элементов рельефа, увеличивается в длинноволновой части спектра и достигает максимума в красной (600—700 нм) и особенно ближней инфракрасной (700—900 нм) зонах. В этом же направлении увеличиваются контрасты светлой суши и темных водных поверхностей (или мест повышенного увлажнения). Элементы подводного рельефа, а также строение затененных участков, напротив, лучше регистрируются в зеленом и голубом интервалах (450—570 нм).

3. Распространение и видовой состав растительности устанавливаются лучше всего при съемке в красной и инфракрасной зонах. В последней количество распознаваемых видов несколько выше, но границы растительного покрова и обнажений, а также лесов и лугов (полей) видны здесь в ряде случаев хуже по сравнению с видимой областью спектра. С наибольшей полнотой геоботанические особенности регистрируются на спектрозональных пленках, состоящих из инфракрасного и одного (двух) видимых эмульсионных слоев.

4. Использование коротковолновой (300—450 нм) области в целом неблагоприятно для съемки геологических образований, поскольку регистрируемая в этой части спектра атмосферная дымка сильно нивелирует оптические контрасты наземных объектов.

Рассмотренные критерии выбора спектральных диапазонов для съемки разных групп объектов в общем универсальны, однако не-

обходимо подчеркнуть, что положение этих диапазонов может существенно корректироваться в зависимости от конкретных геологических особенностей фотографируемых районов.

Самолетная многозональная съемка Кахетинского участка

Геологический очерк. В пределы Кахетинского участка входят южный склон Главного хребта Большого Кавказа, Алазанская депрессия, Цив-Гомборский хребет и северный край Средне-Куриńskiej впадины, включающий долину р. Йори и Чатминский низкогорный хребет. Склон Главного хребта и Цив-Гомборский хребет покрыты лесом, Алазанская долина целиком возделана, хорошо обнажена лишь Средне-Куринская впадина, относящаяся к области степи и полупустыни.

В геологическом строении района принимают участие породы от нижнеюрских до четвертичных.

Породы лейаса и доггера, слагающие южный склон Главного хребта, представлены толщей глинистых сланцев с пакетами песчаников общей мощностью в несколько километров. Присутствуют магматические тела — диабазовые дайки и силлы (лейас) и прослои вулканитов (байос). Породы этого возраста принимают участие в сложении Сланцевой и Флишевой геосинклинальных зон Большого Кавказа и смяты в изоклинальные складки с крутыми и запрокинутыми углами падения.

Породы верхней юры и мела слагают некоторые южные отроги Главного хребта и центральную часть Цив-Гомборского хребта, а также образуют фундамент наложенной Алазанской депрессии. Эти породы, представленные карбонатным и терригенным флишем мощностью до 3000 м, являются элементом Флишевой зоны Большого Кавказа. Для них характерна сложная изоклинально-чешуйчатая структура, особенно четко выраженная в районе западного края Алазанской депрессии. Из пород палеогена присутствует только олигоцен, сложенный глинами с включениями крупных олистолитов вулканических пород баюса и известняков верхней юры (мощность 200—300 м).

Отложения неогена широко развиты в пределах Средне-Куринской впадины и на склонах Цив-Гомборского хребта. Морские песчано-глинистые отложения миоцена (тортон — сармат) слагают возвышенности Чатминского хребта. В их составе есть маркирующие красноцветные горизонты. Породы смяты в простые складки, осложненные крутыми надвигами. Верхи миоцена сложены континентальными породами (пески, конгломераты) ширацкой свиты и развиты в синклинальной полосе Мирзаани.

Осадки плиоцена, также представленные конгломератами (алазанская серия), залегают резко несогласно на подстилающих породах. Они слагают большие поля на склонах Цив-Гомборского хребта и в синклинальной зоне Иорского плоскогорья.

Отложения четвертичной системы наиболее широко развиты в пределах Алазанской долины, крупные их поля имеются также к

югу от Цив-Гомборского хребта и в долине р. Иори. Они представлены аллювием рек Алазани и Иори, а также аллювиально-пролювиальными образованиями конусов выноса, особенно типичными для подножия Главного хребта.

Как видно из приведенного обзора, комплекс пород, слагающих участок, разделяется на два главных структурных этажа. Нижний этаж составляют сложнодислоцированные породы мезозоя и палеогена, для которых характерны зональность, полная складчатость геосинклинального типа и система надвигов и покровов. К этому же этажу можно отнести значительно проще дислоцированные образования миоцена Чатминского хребта, складчатость которых также связана со сжатием в альпийской зоне Большого Кавказа. Линейные структуры пород нижнего этажа осложнены системой поперечных и диагональных разрывов и зон трещиноватости. Верхний структурный этаж сложен плиоцен-четвертичными породами, резко несогласно налегающими на мезозойско-миоценовые образования. Структура этажа характеризуется преобладанием крупных поднятий и впадин с большим радиусом кривизны. Таковы край свода Большого Кавказа, Алазанская мегасинклиналь, Гомборская мегантиклиналь. Более сложно деформированы Мирзаанская синклинальная и Чатминская антиклинальная зоны, смятые в гребневидные складки небольшого размера. Эти структуры были, вероятно, заложены еще в миоцене, но формирование их продолжается и в настоящее время.

Условия проведения эксперимента и характеристика полученного фотоматериала*. Многозональная аэросъемка территории производилась шестиобъективным аэрофотоаппаратом АФА-39М, четыре камеры которого были заряжены черно-белой изопанхроматической пленкой Т-17, фиксирующей видимое излучение в диапазоне 430—700 нм, пятая камера — инфракрасной пленкой ИК-840, а шестая — цветной негативной пленкой ЦН-3. Все каналы экспонировались одновременно с выдержкой 1/200 с. Кроме того, для формирования узких зон съемки использовались светофильтры. В итоге были получены АС пяти узких спектральных диапазонов: 430—540 нм (голубой), 500—560 нм (зеленый), 520—600 нм (зеленый — желтый), 590—690 нм (желтый — красный), 650—800 нм (красный — близкий инфракрасный); цветные негативы в широком диапазоне 370—690 нм изучались в черно-белых отпечатках.

Формат негативов 8×7 см; масштаб 1:40 000—1:50 000; при дешифрировании всей отнятой площади использовались контактные отпечатки, дающие необходимую обзорность, а для участков детализации — увеличенные отпечатки масштаба примерно 1:15 000.

Лётно-съемочные работы производились в сентябре 1973 г. в интервале 15.00—16.00 (московского времени). Леса на южном

склоне Большого Кавказа в это время еще зеленые, что должно приводить к резкому повышению спектральной яркости в ближней инфракрасной зоне. Погода во время съемки и в течение нескольких дней до нее была ясной и сухой; однако в горах прошли дожди, и русла на снимках нечетко отделяются от поймы из-за сильной измученности воды. Время суток выбрано удачно: благодаря небольшому углу солнечного света достигнута высокая контрастность рельефа, особенно наглядно выступающая при сравнении с «обычными» (производственными) АС, снятыми около полудня. Последние, правда, обеспечивают лучшую дешифрируемость северных склонов, однако в условиях рассматриваемого района, где крупные обнажения практически отсутствуют, данное обстоятельство большого значения не имеет.

Результаты дешифрирования. Для выяснения геологической информативности многозональных АС в пределах рассматриваемой территории было выбрано несколько опорных участков, расположенных в разных структурно-фациальных и ландшафтных зонах. Участки, находящиеся на южном склоне Большого Кавказа, сложены соответственно ниже-среднеюрскими сланцами, вулканогенным байосом и флишем нижнемелового возраста. Они интересны с точки зрения возможностей дешифрирования выраженной в рельефе тектоники круто дислоцированных толщ разной литологии. Участок, пересекающийся р. Алазань, кроме того, интересен для изучения геоморфологии долины по АС в разных зонах спектра, а участок, находящийся к югу от Алазанской депрессии, сложенный молассами неогена, отличается более простой структурой, поперечной (северо-восточной) ориентировкой складок и широким развитием оползней.

Участок № 1 (рис. 37) расположен на северном борту Алазанской депрессии, в пределах Сланцевой и Флишевой зон. Первая представлена полосой развития монотонных глинистых сланцев нижнего аалена. Поскольку прослои песчаников здесь маломощны и не выступают в рельефе, внутренняя структура зоны на АС практически не видна. Южным ограничением зоны служит крупный, крутой на поверхности надвиг (рис. 37, 1).

В составе флиша выделяются две толщи. Нижняя (келловей — оксфорд) представлена чередованием аргиллитов и песчаников мощностью до нескольких метров. С выходами песчаников связанны небольшие перегибы склонов, часто заметные на АС; в некоторых местах видны и пластовые треугольники, позволяющие определить падение пластов. Верхняя толща кимеридж-валанжина характеризуется повышенной карбонатностью. В ее низах выделяется пачка массивных известковистых песчаников, выступающая в рельефе в виде обрыва или уступа. Она хорошо видна на снимках в виде полосы белесых пятен и осветленных (лишенных густого лесного покрова) крутых участков склона (рис. 37, 2). Выше по разрезу развита пачка известковистых песчаников, известняков и мергелей. Склоны здесь характеризуются ступенчатым строением, неполным развитием растительности и на АС четко вы-

* Условия эксперимента по многозональной съемке характеризуются по данным ИКИ АН СССР.

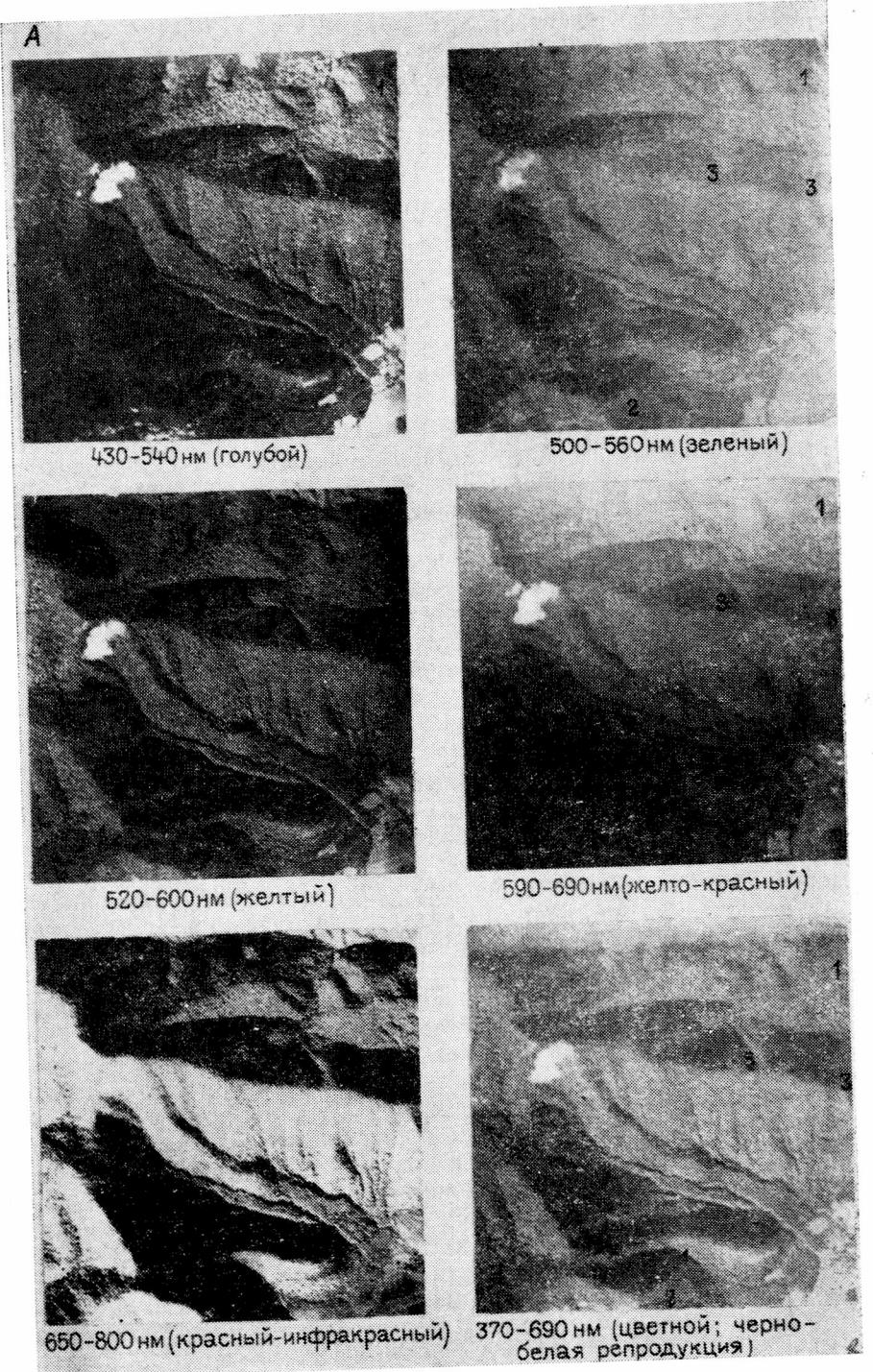


Рис. 37, А.

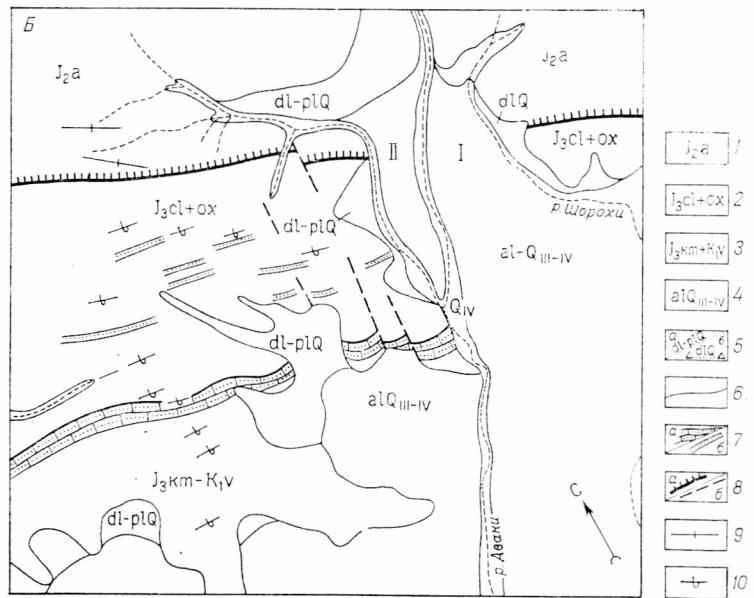


Рис. 37. Многозональные АС участка № 1 (А) и геологическая карта, составленная по результатам наземных наблюдений и дешифрирования (Б).
1 — средняя юра, аален; 2 — верхняя юра, келловей и оксфорд; 3 — верхняя юра (кимридже и титон) — нижний мел (валанжин); 4 — аллювий; 5 — пропилитов (а) и делювий (б); 6 — геологические границы; 7 — маркирующие горизонты; а — песчанистые известняки, б — песчаники; 8 — разрывные нарушения: а — региональный надвиг, б — небольшие разрывы; 9—10 — элементы залегания: 9 — вертикальное, 10 — запрокинутое. Цифры на снимке — см. объяснение в тексте

деляются по освещенному фототону и хорошо выраженной полосчатости.

Структура участка определяется его расположением на границе двух тектонических единиц. Флишевая зона представлена моноклиналью с выдержаным опрокинутым залеганием, хорошо заметным на АС. Хуже выражено простирание пород в Сланцевой зоне, но редкие дешифрирующиеся линии позволяют судить о несогласии в ориентировке обеих зон (рис. 37, 3—3). Главный разрыв — надвиг зонального значения — выражен на АС в виде системы прямолинейных ложбин; трактовать его в качестве надвига можно только на основе полевых данных. По АС данного участка выявлена система небольших меридиональных линеаментов, выраженных в рельефе ложбинами, хребтами и уступами. Вдоль некоторых из них устанавливаются смещения пачек известковистых песчаников.

Сравнение спектрально-дифференцированных АС показывает, что наибольшая контрастность рельефа обеспечивается в ближнем инфракрасном интервале за счет увеличения плотности теней, с одной стороны, и освещения растительности — с другой. Запад-северо-западная ориентировка структур, подчеркнутая интенсивным продольным расчленением, перпендикулярна солнечному све-

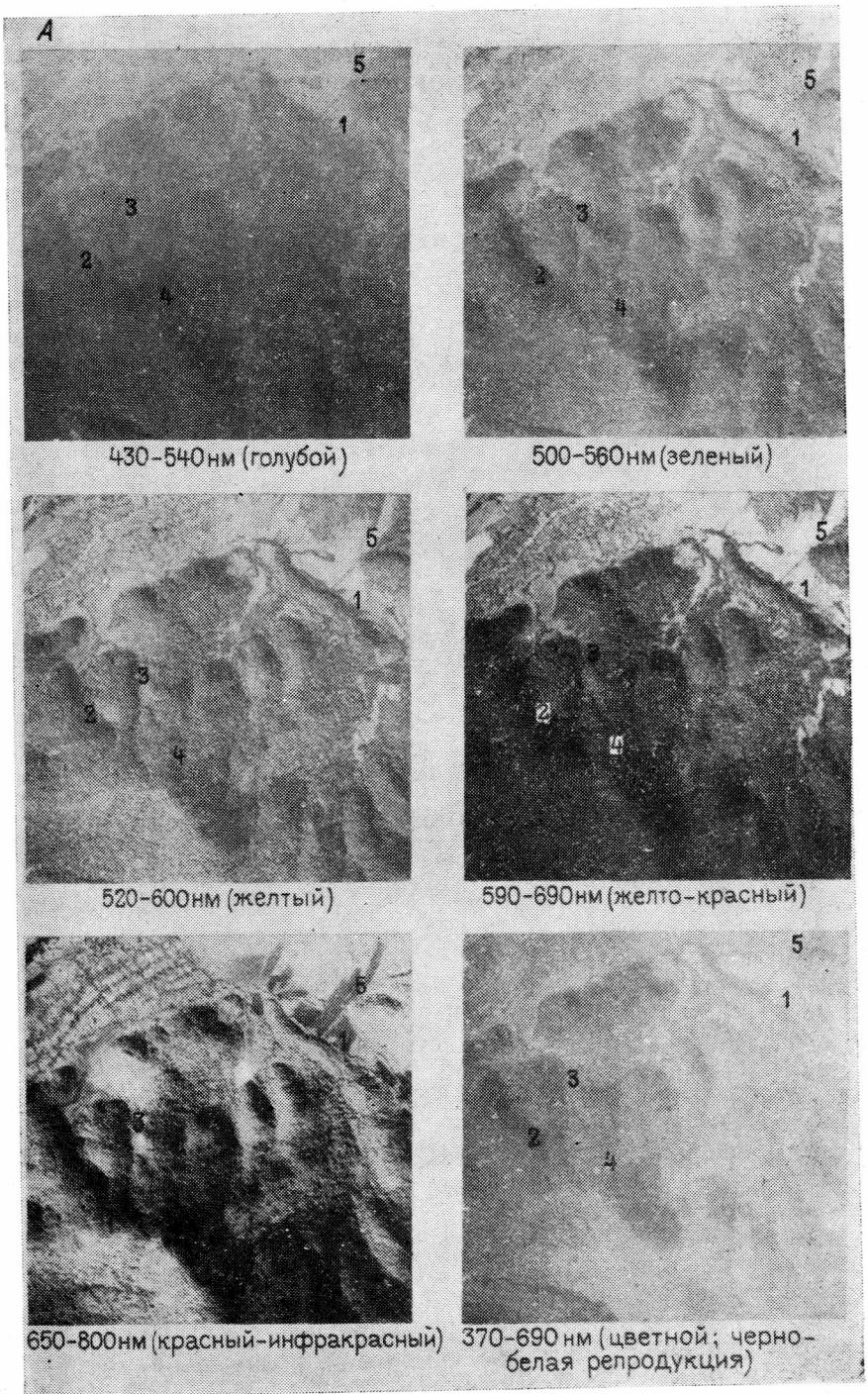


Рис. 38, A.

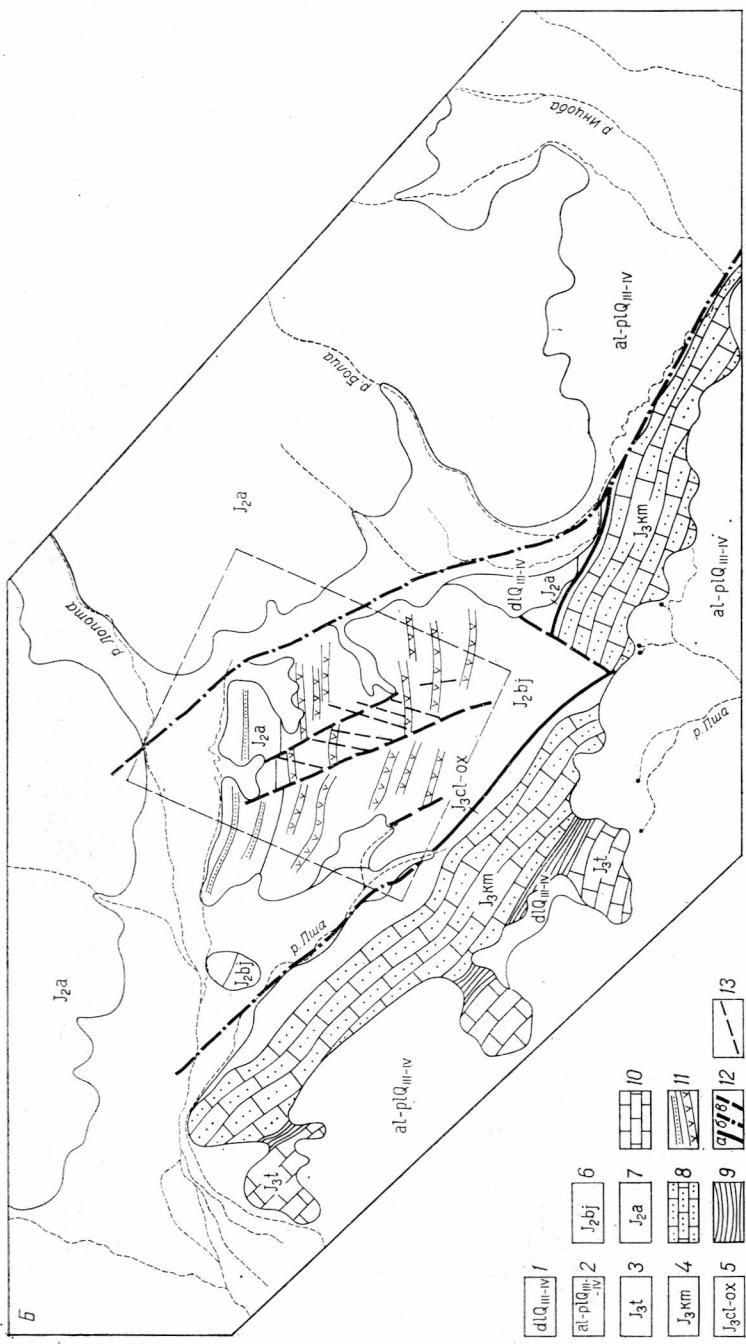


Рис. 38. Многозональные АС участка № 2 (A) и геологическая карта, составленная по результатам наземных наблюдений и дешифрирования (B).

Четвертичные отложения: (1 — делювий; 2 — аллювий; 3 — титон; 4 — киммеридж; 5 — келловей — оксфорд; 6 — байос; 7 — алан; 8 — известковистый флиш с преобладанием песчаников; 9 — аргиллиты; 10 — слоистые известняки и мергели; 11 — отдельно залегающие под четвертичными отложениями, 6 — крутые, 8 — разрывы; а — разрывы; 12 — погребенные песчаников; 13 — зоны трещиноватости. Цифры на снимке — см. объяснение в тексте

ту. Благодаря этому продольные элементы (литологические гряды и др.) лучше всего видны на АС данной зоны. АС в красных лучах, наиболее приближающиеся к «обычным», несколько уступают инфракрасным в отношении контрастности рельефа, но тем не менее почти все структурные линии, заметные на инфракрасных АС, могут быть найдены и здесь. Значительно четче, чем предыдущие, АС данной зоны позволяют выделять светлые участки лугов и пахотных земель, приуроченные к четвертичным террасам.

АС в зеленой зоне по своей информативности приближаются к АС в красной зоне, но контрастность их несколько ниже за счет некоторого осветления теней и одновременного потемнения растительности. Некоторые новые элементы здесь обнаруживаются в затененных участках. Наконец, хуже всего читается рельеф по снимкам в коротковолновой области спектра.

Участок № 2 расположен на границе Сланцевой и Флишевой зон и сложен средне-верхнеюрскими образованиями (рис. 38). Зоны разделены здесь крутым продольным надвигом, вдоль которого приведены в соприкосновение байосские и ааленские отложения с верхнеюрскими.

Аален представлен однообразной толщей сланцев с отдельными маломощными прослоями песчаников. Породы в целом круто ($60-80^\circ$), иногда с запрокидыванием наклонены к юго-юго-западу. На АС аалену соответствует мягкий рельеф с дендритовой, сильно разветвленной эрозионной сетью; внутренняя структура во всех спектральных диапазонах не читается из-за невыраженности простирианий слоев. Байосские образования сложены в основном вулканогенными породами: миндалекаменными андезитовыми и дацитовыми порфиритами и их туфами. По особенностям фотоизображения эта толща отличается от аалена: ей соответствует более расчлененный микрорельеф с пологими гравиками, образованными вулканогенными породами. Частые глубокие овраги, ориентированные по простирианию слоев или вдоль зон дробления, образуют правильную решетку. В приводораздельной части склонов часто наблюдаются формы рельефа, свидетельствующие о неравномерном выветривании туфобрекчийевых отложений: скалистые обрывы, воронкообразные углубления, останцы.

На детальной геологической карте, составленной П. И. Авалишили, рассматриваемый выход байоса изображен в виде овального тектонического клина северо-западного простириания. Однако, как выяснилось в результате проведенных полевых наблюдений, северный контакт вулканической толщи с ааленом постепенный и в низах ее присутствуют мощные (до 100 м) пачки аргиллитов. Кроме того, как хорошо видно на АС и непосредственно в поле, байосские отложения ориентированы широтно и по простирианию косо причленяются к верхней юре на западе и аалену на востоке.

Таким образом, западное и восточное ограничения байосского выхода действительно имеют тектонический характер, но ограничивающие его РН расположены диагонально по отношению к простирианию пород и, возможно, являются сдвигами. Восточный раз-

рыв выражен на АС протяженным линеаментом, к которому приурочены русла небольших притоков рек Болия и Лопота (1); западному соответствует прямолинейное понижение долины р. Пша. Два линеамента, также северо-западного направления, видны и в самой вулканогенной толще (2 и 3). По одному из них на местности обнаружено правостороннее смещение туфовой пачки. Помимо швов северо-западной ориентировки в данном районе наблюдаются также менее ярко выраженные тектонические линии северо-северо-восточного направления.

Тектонические швы разных направлений соединяются в единую коленчато изогнутую систему, при этом в участках сочленения диагональных РН (предположительно сдвигов) с продольными надвигами стратиграфическая амплитуда последних увеличивается.

Южнее зоны РН выходит карбонатный флиш верхней юры, в сложении которого участвуют мощные (150—200 м) песчано-известняковые пачки, разделенные аргиллитами. Верхнеюрские отложения ориентированы уже не широтно, как байос, а на запад-северо-запад; на участке к северу от р. Пша они образуют право-стороннюю горизонтальную флексуру, полого огибающую выход байоса.

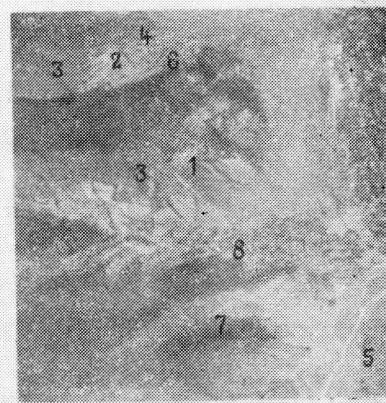
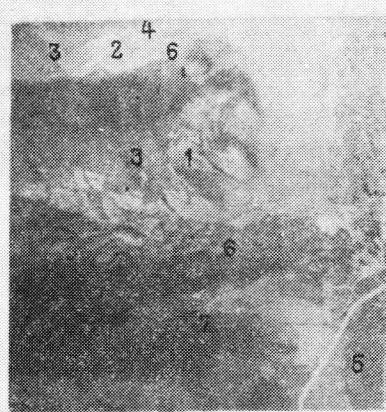
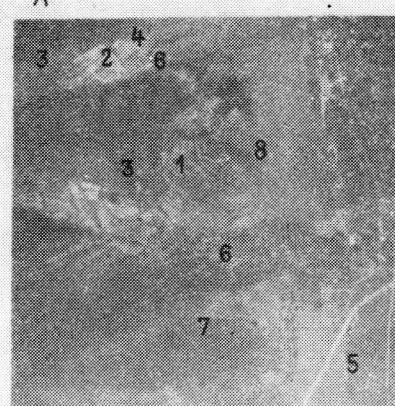
Таким образом, анализ АС добавил ряд новых данных о структуре рассматриваемого участка главным образом за счет более точного, чем на имеющихся геологических и топографических картах, изображения таких проявляющихся в рельефе деталей тектоники, как простирианий слоев и секущих линеаментов.

Сравнение АС, сделанных в разных диапазонах спектра, показывает, что наибольшая контрастность рельефа обеспечивается АС в ближней инфракрасной зоне. Особенно хорошо на них подчеркиваются гравики крепких вулканитов и линеаменты северо-западного направления, расположенные под большим углом к солнечному свету. Линеаменты северо-восточного простириания, почти параллельные последнему, видны несколько хуже, чем на красных снимках (4, 5).

Участок № 3 полностью расположен во Флишевой зоне. Структура слагающих его меловых образований относительно проста: они смяты в крупную антиклиналь запад-северо-западного простириания, южное крыло которой запрокинуто и местами осложнено мелкими складками (рис. 39).

В строении района участвуют флишевые осадки валанжина — альба общей мощностью 2—2,5 км. Они подразделяются на три толщи, отличающиеся по особенностям фотоизображения. Нижняя толща (K_1^a), выходящая в ядре антиклинали, представлена карбонатным флишем (мергели, известковистые аргиллиты и алевролиты) валанжина. Слагающие ее породы имеют светлую окраску; коренные обнажения и высыпки, встречающиеся близ долины, дешифрируются по белесому фототону среди темных заросших склонов (1). Наиболее четко они видны на красных АС, где растительность имеет самый темный фототон, и хуже всего на

A



B

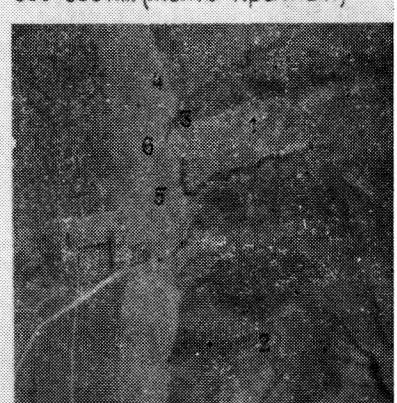
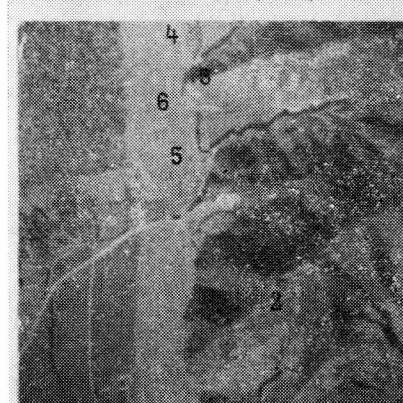
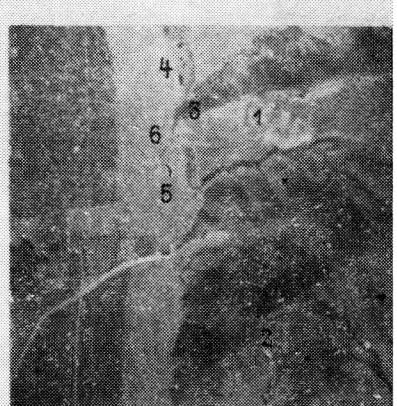
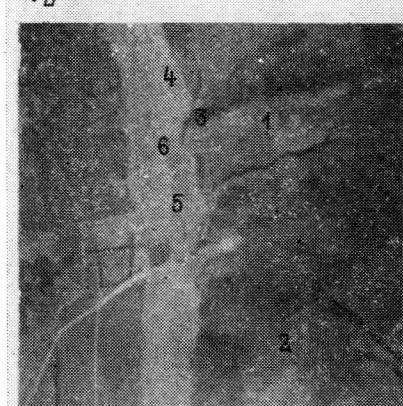


Рис. 39, *A*.

Рис. 38, *B*.

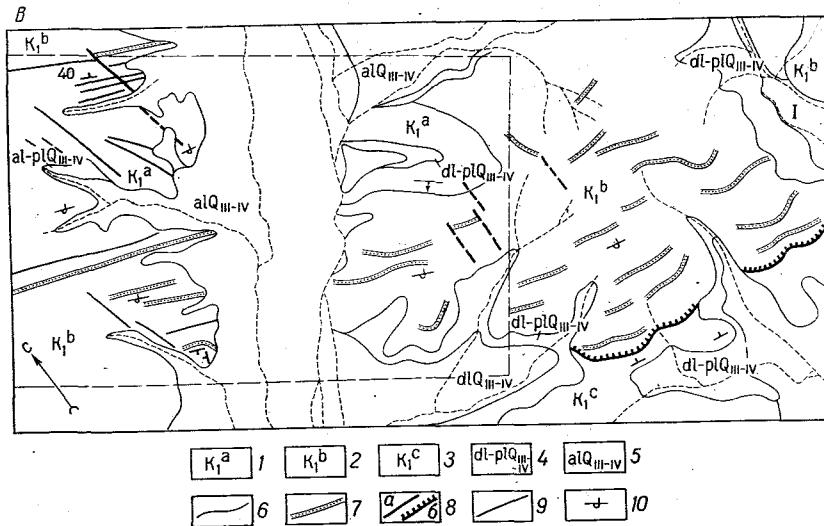


Рис. 39. Многозональные АС участка № 3 (A, B) и геологическая карта, составленная по результатам наземных наблюдений и дешифрирования (B).
1 — нижняя пачка нижнего мела (валанжин — гортерив) — мергели и известковистые песчаники; 2 — средняя пачка нижнего мела (гортерив) — песчаники и аргиллиты; 3 — верхняя пачка нижнего мела (алт-альб), неостроительные аргиллиты и алевролиты; 4 — делювий — пролювий верхнего плейстоцена — голоцен; 5 — аллювий — пролювий верхнего плейстоцена — голоцен; 6 — геологические границы; 7 — маркирующие горизонты песчаников; 8 — разрывы: а — сдвиги и сбросы, б — надвиги; 9 — линеаменты неясной природы; 10 — элементы залегания. Цифры на снимке — см. объяснение в тексте.

ближних инфракрасных, характеризующихся резким повышением отражательной способности растительных образований.

В рельфе данной пачке соответствуют пониженные (по сравнению с более высокими горизонтами) участки. Ориентировка хребтов не всегда соответствует простирации пород; последнее иногда бывает заметно лишь в верхней части толщи (2). Полосы посадок иногда строго приурочены к пластам песчаников, которые в рельфе образуют естественные терраски, ограниченные уступами в нижней части склона. Некоторые линеаменты выражены отдельными или подставляющими друг друга прямыми оврагами (3), ориентированными диагонально к склонам.

Средняя толща (K_1^a), по возрасту примерно соответствующая верхам неокома, сложена терригенным флишем и содержит ряд довольно мощных (до 30—40 м), выступающих в рельфе пачек песчаников. Коренные выходы данной толщи еще более редки; как правило, они приурочены к крутым уступам террас или к искусственным выработкам и на АС не видны.

Верхняя толща (K_1^c) алт-альбского возраста представлена тонкоритмичным чередованием аргиллитов, алевролитов и мергелей, иногда содержащих маломощные прослои песчаников. Породы окрашены в красно-бурый и табачный цвет; на местности они в ряде мест хорошо выделяются благодаря красноватой окраске делювия. Толща характеризуется пониженным мягким рельефом;

простирания слоев выражены плохо. На геологической карте граница этой толщи с нижележащей показана как стратиграфическая, однако, как выяснилось в результате полевых наблюдений, алт-альбские отложения повсеместно нормально наклонены на север и уходят под запрокинутый к югу неоком, следовательно, контакт здесь тектонический и, судя по его изгибам в рельфе, заметным как на местности, так и на АС, соответствует крутому надвигу.

Широко развиты в данном районе аллювиальные отложения р. Алазани и ее притоков. В бортах долины наблюдаются четыре террасы, сложенные неотсортированными галечниками и песками. Наибольшее распространение имеет II терраса (верхний плейстоцен), прослеживающаяся в рельфе коренных отложений. Террасы III и IV верхне- и среднечетвертичного возраста развиты спорадически, отдельные их обрывки, выраженные на АС светлыми площадками посевов или лугов, сохранились только в притоках р. Алазани.

Уступы террас (в особенности обрывистые) лучше всего видны на ближних инфракрасных АС, а затем уже на красных (5). Особенности же выражения самих площадок зависят от их растительного покрытия и условий освещенности. Так, в участках на поверхностях террас посажены акациевые рощи, которые имеют очень темный фототон в видимой области спектра и поэтому почти сливаются с затененными склонами. В ближнем инфракрасном диапазоне спектральная яркость акациевых насаждений резко возрастает и поэтому появляется контраст между площадкой террасы и ее затененной бровкой, с одной стороны, и затененным склоном с другой.

Другой пример можно видеть на участке (7). Площадка террасы здесь покрыта довольно редкой травянистой растительностью и полностью находится в тени. На АС в видимой области спектра эта поверхность, хотя и с трудом, но отделяется от более темного затененного леса, развитого на коренных породах. На инфракрасных же АС из-за некоторого посветления леса тыловой шов террасы почти не заметен.

Сравнение АС, сделанных в видимой и инфракрасной областях спектра, позволяет более детально изучить и строение самой нижней части Алазанской долины. Самыми информативными в этом отношении оказались ближние инфракрасные АС, на которых можно выделить все основные геоморфологические элементы: пойму, главное и второстепенное русла, русловые валы. Основной поток реки имеет наиболее темный фототон; в ряде мест он сливаются с сильно обводненной низкой поймой, также имеющей высокую плотность фототона (4). Значительно резче видна граница низкой и высокой пойм (5), а также тыловой шов последней. На красных снимках низкая и высокая поймы совершенно не разделяются, и вся русловая часть долины имеет светлый фототон. Правда, иногда здесь лучше видно направление основного русла — в местах, где на берегах скапливается много светлой гальки (6).

Участок № 4 находится в области сочленения Алазанской впадины с восточным окончанием Кахетино-Гомборского новейшего поднятия, где мезозой погружен под молассовый комплекс, представленный ширакской и алазанской свитами неогена и четвертичными осадками Алазанской долины. Неогеновые породы образуют здесь пучок небольших складок, ориентированных в необычном для Кавказа северо-восточном направлении (рис. 40). В ядрах антиклиналей выходят песчано-глинистые отложения нижнеширакской подсвиты (мэотис), содержащие линзы конгломератов. Из-за преобладания рыхлых тонкообломочных пород нижнеширакская подсвита образует понижения рельефа. Несмотря на редкое развитие растительного покрова, обнаженность толщи слабая из-за интенсивных оползневых процессов; отдельные неразличимые на АС выходы имеются только в стенках оползней и обрывах террас. Верхнеширакская подсвита, содержащая прослон крепких конгломератов, образует возвышенность. В северо-западной части АС она слагает плоский водораздел между оврагами Магрия-Цхали и Чиларис-Хеви, приуроченными к ядрам антиклиналей, а в юго-восточной части выходит на склонах Ширакского плато.

На последнем участке поверхность выхода интенсивно расчленена, и здесь в рельефе проявляются литологические неоднородности, обусловленные чередованием различно сцементированных пород. Крепко сцементированные конгломераты и песчаники выступают в рельефе и образуют заметные на АС пластовые фигуры (1 и 2). На более увлажненных склонах северо-западной экспозиции, закрытых плащом делювия и залесенных, простиранье пластов почти нигде не выражено в рельефе.

Интересные изменения характера фотоизображения ширакской свиты выявляются при сравнении спектрально-дифференцированных АС. Наиболее контрастно морфология рельефа передается здесь на АС ближней инфракрасной зоны (см. рис. 40). Вместе с тем увеличение контрастности затушевывает некоторые мелкие формы рельефа, в особенности ориентированные под небольшим углом к солнечному освещению (например, слоистость, в данном районе имеющая северо-восточное простирание) (3). Те же неоднородности микрорельефа, которые ориентированы под большим углом или перпендикулярно к свету (4), наоборот, подчеркиваются в ближней инфракрасной зоне.

Характер границы двух подсвит ширакской свиты неясен: судя по тому, что слои верхней подсвиты подходят под некоторым углом к нижней (см. рис. 40), можно предполагать тектонический контакт, однако полевыми наблюдениями он нигде не подтвержден. Несколько мелких РН северо-восточного простирания, смещающих конгломератовые пласты, хорошо заметны на АС (5). Восточнее прослеживается симметричный им линеамент северо-западного направления, без видимого смещения. Продолжением его служит зона небольших трещин, секущих четвертичные отложения (6). Все эти нарушения, в особенности, когда они под-

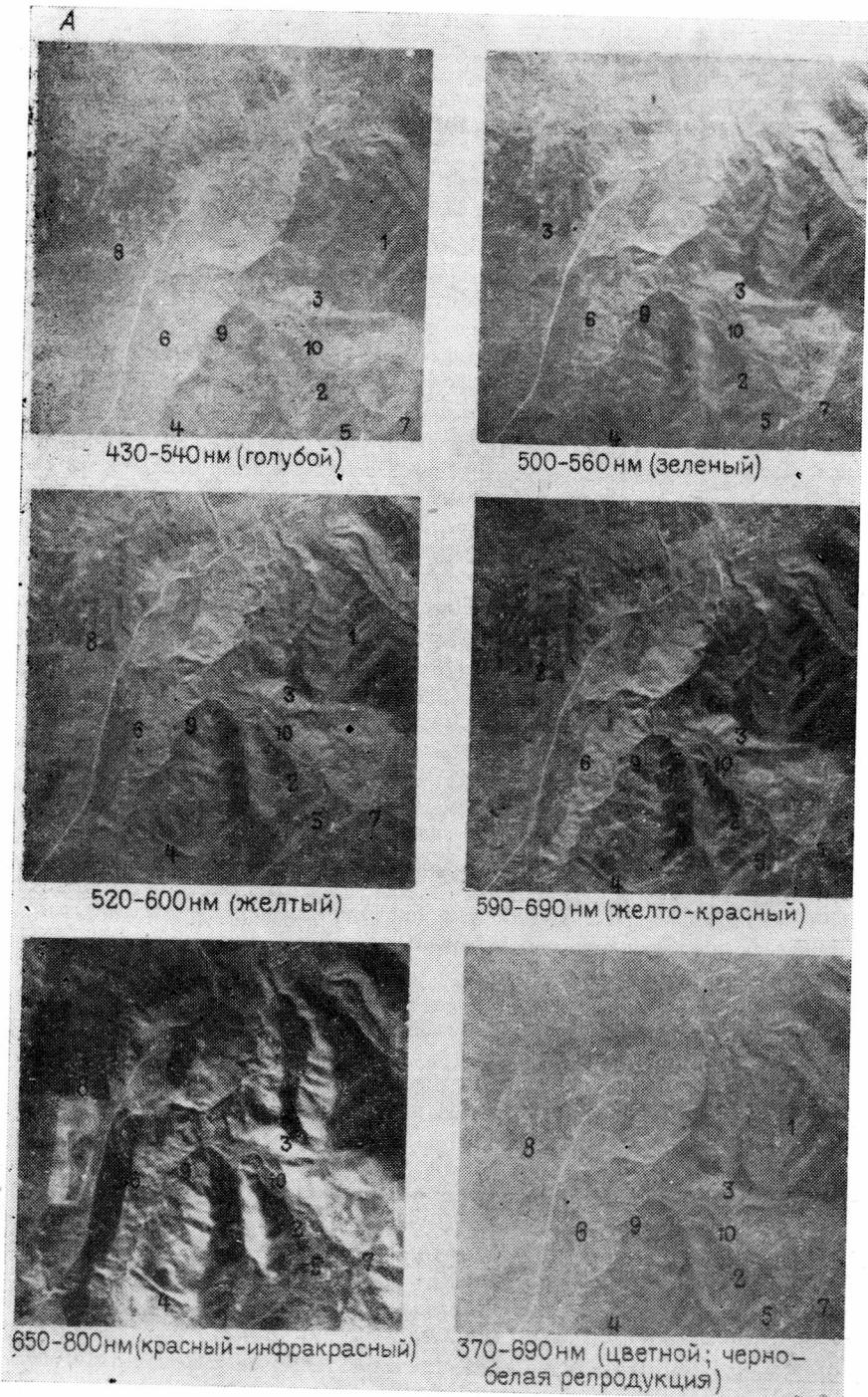


Рис. 40, А.

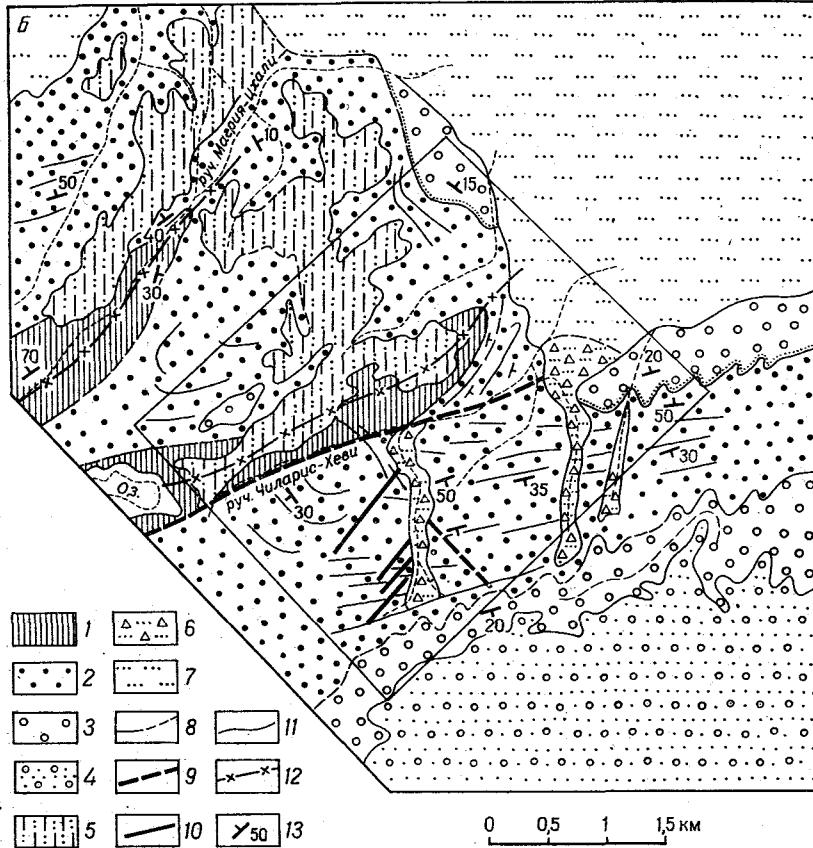


Рис. 40. Многозональные АС участка № 4 (А) и геологическая карта, составленная по результатам наземных наблюдений и дешифрирования (Б)

1—2 — ширакская свита (мэотис — пункт): 1 — нижняя подсвита, 2 — верхняя подсвита; 3 — алазанская серия (плиоцен); 4 — аллювий — пролювий (нижний плеистоцен); 5 — средний плеистоцен; 6 — верхний плеистоцен — голоцен; 7 — голоцен; 8 — геологические граници; 9 — разрывы; 10 — линеаменты неясной природы; 11 — маркирующие горизонты; 12 — оси антиклиналей; 13 — элементы залегания. Цифры на снимке — см. объяснение в тексте

черкнуты контурами распространения леса, (7) лучше видны на инфракрасных АС.

Алазанская серия (плиоцен), сложенная плохо сортированными валунными конгломератами, в рассматриваемом районе развита фрагментарно. Гораздо более широко распространены четвертичные отложения аллювиально-пролювиального и делювиально-го генезиса. Наиболее древний (в данном участке) четвертичный комплекс представлен суглинками и песками с отдельными линзами галечников. Он слагает поверхность широкой террасы, развитой на водоразделе оврагов Магрия-Цхали и Чиларис-Хеви, вероятно, соответствующей среднеплеистоценовому уровню. Над

поверхностью террасы в ряде мест возвышаются пологие останцы коренных отложений, в распаханных участках выделяющиеся светлым фототоном, особенно хорошо заметным на АС зеленой и красной зон. Аллювиально-пролювиальные отложения, слагающие конус выноса ручья Чиларис-Хеви, представлены более грубыми песчано-галечными отложениями, дешифрирующимися по темному фототону и струйчато-веерообразному рисунку.

Существенную роль в формировании современного рельефа рассматриваемого района сыграли оползневые процессы. Самые крупные оползни циркового типа развиты на крепких породах алазанской свиты и в круtyх подмывах оврагов. Некоторые оползневые тела подпруживают русло, изменяя тем самым направление ручья (8). На юго-востоке участка к долинам крутых оврагов, имеющим наиболее широкую площадь водосбора, приурочены глетчерные оползни и селевые потоки. Оползневые процессы тесно связаны с новейшей тектоникой района. Так, корни одного из наиболее крупных селевых потоков (9) располагаются в участке пересечения нескольких РН, к которым приурочены выходы грунтовых вод. С давлением этого селевого потока, вероятно, связано возникновение крупного цирка на противоположной стороне ручья Чиларис-Хеви.

Выводы. Характер фотоизображения различных геологических образований Кахетинского участка неодинаков в различных зонах спектра. В видимой области наиболее информативными оказались АС в красной зоне, которые передают контрасты наземных объектов примерно в тех же пропорциях, как и «обычные» черно-белые аэроснимки. Наибольший контраст здесь образуют затененные склоны со светлыми русловыми галечниками. Лесная растительность, развитая на коренных породах, имеет более темный фототон по сравнению с лугами и полями, приуроченными к четвертичным террасам.

Примерно такую же передачу тоновых различий природных объектов обеспечивают и АС, снятые в желто-зеленой зоне. Однако контрасты здесь несколько смягчены, что позволяет иногда выявлять детали строения затененных склонов. Наконец, еще более резкое ослабление контрастности наблюдается на снимках в коротковолновых (зеленой и голубой) зонах видимого спектра, что связано с нивелирующим влиянием атмосферной дымки.

Резкое изменение фотографических характеристик, часто сопровождаемое инверсией тоновых различий, происходит при переходе от видимой области спектра к ближней инфракрасной. Благодаря резкому повышению спектральной отражательной способности большинства наземных объектов, особенно зеленой растительности, и одновременному увеличению густоты теней АС данной зоны обеспечивают наиболее высокую контрастность рельефа. Вместе с тем в зависимости от условий (направления солнечного света, характера расчленения рельефа, распространения растительности и т. д.) данный эффект «работает» как на пользу, так и во вред конкретным задачам геологического дешифрирования. Так,

наиболее отчетливо на ближних инфракрасных снимках проявляются те формы рельефа, которые ориентированы поперек солнечного освещения; мелкие же формы, часто обусловленные слоистостью или разрывной тектоникой, затушевываются, в особенности, если они ориентированы под небольшим углом к свету. В этих случаях более информативной оказывается красная зона.

Важная особенность АС ближней инфракрасной зоны — отчетливое выделение по более темному фототону увлажненных мест, что в данном случае позволяет более детально расчленять пойменный комплекс рек.

Исходя из этих данных, наиболее оптимальными для многозональной аэросъемки залесенных горных районов нам представляются две зоны — красная и ближняя инфракрасная, дополняющие друг друга по информативности. Остальные зоны спектра, в особенности коротковолновые, уступают этим двум, и применять их нецелесообразно. Может быть, судя по опыту предшествующих работ, для съемки открытых районов (например, Чатминской зоны, где осадочные толщи довольно разнообразно окрашены), более информативными окажутся цветные снимки и снимки в зеленой зоне.

Космическая многозональная съемка Дагестана

Условия проведения эксперимента. Многозональной съемкой с ПКК «Союз-12» была охвачена территория Дагестана, находящаяся непосредственно к северу от Кахетинского участка (рис. 41, 42).

Съемка производилась в шести перекрывающих друг друга диапазонах, охватывающих широкий участок спектра (от голубой до ближней инфракрасной зоны). КС трех из них представлены на (рис. 42). Формат отдельного кадра $2,4 \times 3,2$ см*; масштаб негативов (при высоте полета 180—200 км и фокусном расстоянии 43,5 км) 1 : 8 000 000. Высокая разрешающая способность (18—26 лин/мм) допускает фотографическое увеличение в 10—15 раз до масштаба 1 : 500 000.

Съемка производилась около 15 час 30 мин по московскому времени. Благодаря тому, что высота Солнца примерно соответствовала средним углам склонов ($20\text{--}25^\circ$), отраженные тени еще не начали формироваться, и поэтому рельеф на снимках виден особенно отчетливо. Вместе с тем из-за низкого стояния Солнца плохо различается внутренняя структура затененных участков, особенно в высокогорной части района, где склоны достигают максимальной крутизны.

Результаты геологического дешифрирования. Дагестан хорошо обнажен: леса здесь приурочены только к более увлажненным северным склонам, которые и так затенены, поэтому в ряде мест

* Характеристика технических условий съемки приводится по данным Лаборатории аэрофотометодов географического факультета МГУ.

здесь удается на КС выявить некоторые тоноевые контрасты осадочных пород. Широкое распространение делювия и горно-луговой растительности все же затрудняет свободное прослеживание толщ по их фототону (обнаженные горные породы встречаются только в скальных обрывах, и, таким образом, главным ДП разновозрастных пород остается рельеф). На КС хорошо разделяются основные комплексы осадочных пород: глинистые сланцы лейаса — дoggера и карбонатная толща мальма — сенона, представленная известняками и мергелями.

Для области развития глинистых сланцев лейаса — дoggера характерны однородный темно-серый фототон и дробный перистый рисунок эрозионного расчленения. Из-за отсутствия выдержаных фотомаркирующих горизонтов и сложной тектоники внутренняя структура толщи не поддается расшифровке. В некоторых местах видно только общее простирание складок, подчеркнутое выступающими в рельефе маломощными прослоями песчаников и диабазов. (см. рис. 41).

Карбонатные породы мальма — сенона отличаются от сланцевой толщи более высоким рельефом и светлым фототоном (заметным только на обрывах). Эрозионная сеть редкая и представлена транзитными участками главных рек. Увеличение густоты оврагов, иногда соответствующих РН, отмечается только на склоне верхнемеловой кuesta и в участках крутого залегания слоев. Внутри карбонатного комплекса по КС легко выделяются две известняковые толщи: малом-неокомская и сенонская, разделенные песчано-глинистой пачкой верхнего баррема — сеномана. Особенно хорошо выделяется по белому фототону подошва верхней толщи известняков (5).

Благодаря простому геологическому строению и хорошей обнаженности Известнякового Дагестана границы этих толщ, оконтуривающие крупные складки, можно проследить почти повсеместно (см. рис. 42). Анализ КС этого хорошо изученного района не позволяет сколько-нибудь уточнить его геологическую карту, и новая информация относится лишь к характеру распределения выраженных в рельефе тектонических линеаментов, представляющих собой скорее зоны трещиноватости, а не смещающие разрывы. Некоторые линеаменты выражены прямолинейными отрезками долин рек и поэтому читаются по топографическим картам (6 и 7), однако большая их часть состоит из подставляющих друг друга небольших оврагов, перегибов склонов, пологих водоразделов, которые плохо выражены на картах из-за небольших амплитуд рельефа, но зато отчетливо видны на КС (7, 8, 9).

Линеаменты Дагестана изучены по рассматриваемым КС В. Д. Скарятиным, выделившим четыре направления; продольное (азимут $120\text{--}130^\circ$), поперечное ($20\text{--}30^\circ$) и два диагональных с простирациями соответственно $40\text{--}50$ и $340\text{--}350^\circ$ [60]. Эти же системы обнаружены и нами (см. рис. 42), но рисовка конкретных линеаментов совпадает не всегда. В частности, нам представляет-



Рис. 41. Космический снимок Дагестана в красной зоне спектра ($\lambda=460-650$ нм), м-б 1 : 800 000

ся, что значительно большее число диагональных и поперечных линеаментов можно выделить в Сланцевой зоне.

Наиболее четкие продольные линеаменты, группирующиеся в единую зону, прослеживаются в высокогорной части северного склона по мелким эрозионным ложбинам запад-северо-западного простирания. Вероятно, они отвечают северному борту Бежетинской тектонической депрессии, ограниченному крупным РН. Множество других картируемых в этом же районе продольных РН на КС не выражены (см. рис. 42). Поперечная система линеаментов представлена прямолинейными отрезками главных рек. Линеаменты север-северо-западного направления сосредоточены в Сланцевом Дагестане и восточной части Известнякового и представлены тонкой сеткой параллельных линий, выраженных небольшими оврагами и гребнями. Сходный характер имеют и линеаменты второй диагональной системы, однако наибольшее их число располагается на западе Известнякового Дагестана. Диагональные линеаменты примерно параллельны краям Дагестанского выступа и как бы ограничивают его с двух сторон. Возможно, они отвечают глубинным зонам сдвиговых деформаций, с которыми связана трапециевидная форма Дагестанского выступа. Существование их предполагается и по особенностям структурного рисунка Дагестана [53].

198

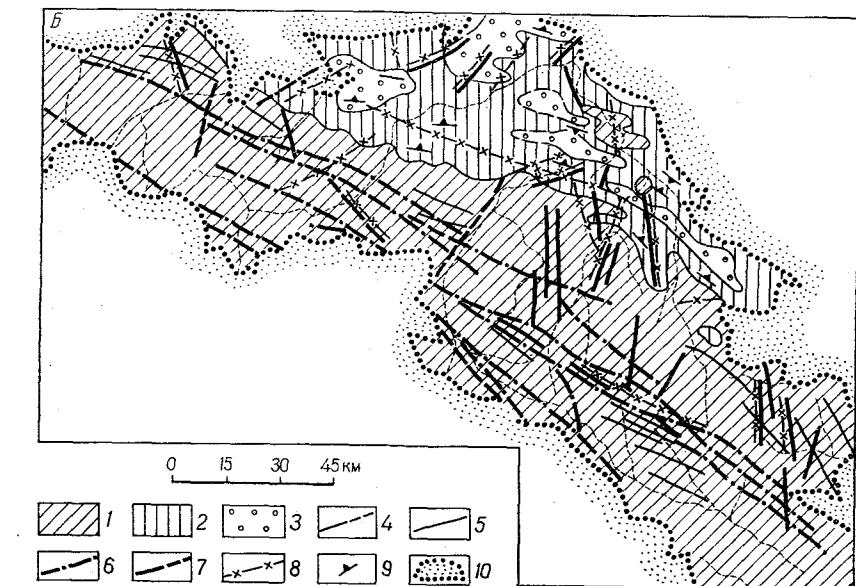
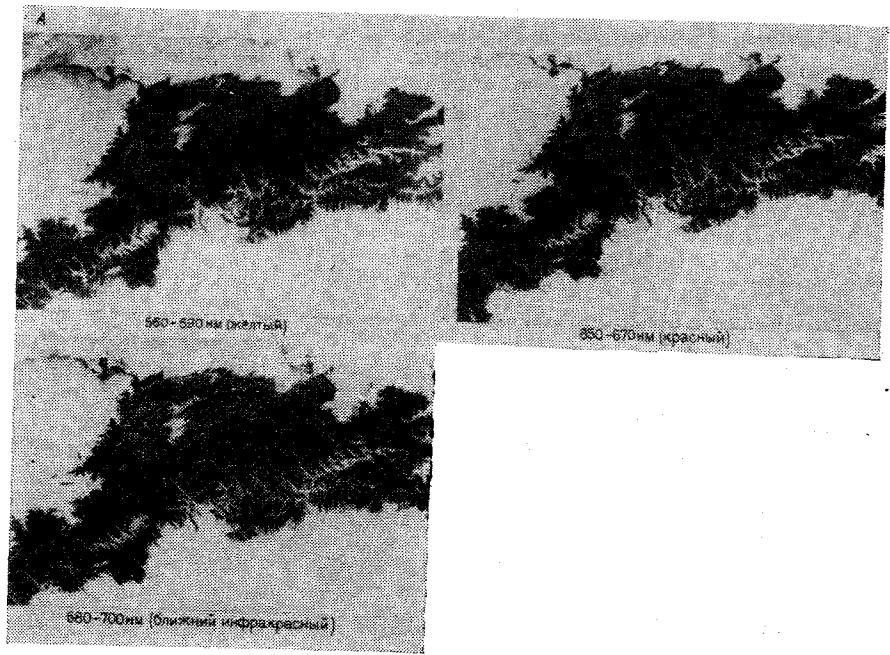


Рис. 42. Многозональные КС Дагестана (А) и схема дешифрирования многозональных КС Дагестана (Б)
1 — лейас — додгер; 2 — мальм — нижний мел; 3 — верхний мел; 4 — геологические границы;
5 — линии простирания; 6 — разрывы, перенесенные с геологических карт; 7 — линеаменты,
выделенные нами; 8 — линеаменты, выделенные В. Д. Скартинским; 9 — элементы залега-
ния; 10 — границы облачности

Сравнение спектрально-дифференцированных снимков. Геологическая информативность КС разных зон спектра весьма неодинакова (см. рис. 42). Рельеф, являющийся здесь основным ДП информации и структур, наиболее контрастно виден на КС в красных лучах. Близки им в этом отношении и ближние инфракрасные снимки, однако общее увеличение спектральной яркости всех природных образований и особенно лесной растительности, развитой на затемненных северных склонах, снижает тоновые различия освещенных участков и теней. Благодаря этому на КС данной зоны лучше виден микрорельеф северных склонов. Таким образом, фотографии в ближнем инфракрасном и красном интервалах дополняют друг друга в отношении геоморфологической информативности; именно по ним выделено наибольшее число структурно обусловленных элементов рельефа: линеаментов, литологических гряд и т. д.

КС, сделанные в зеленом и желто-зеленом интервалах, менее контрастные и более темные по сравнению с предыдущими, что связано как с общим снижением отражательной способности растительности и почв, так и с возрастающим влиянием атмосферной дымки. На фоне общего потемнения, однако, лучше видны обнаженные горизонты светлых известняков и их границы с серыми глинистыми толщами. На КС в красной зоне этот контраст снижается и становится минимальным в ближней инфракрасной зоне.

Таким образом, можно отметить, что многозональным КС Дагестана присущи примерно те же закономерности в изменении спектральных контрастов, что и АС Кахетинского участка. Сравнение материалов разновысотных съемок показывает также более низкую геологическую информативность КС в голубых лучах по сравнению с АС в том же диапазоне; особенно резко снижается контрастность рельефа (в первую очередь «нивелируются» попечные к простирианию Кавказа элементы, при вечернем освещении расположенные вдоль солнечного света). Связано это, видимо, с двумя причинами: 1) большим влиянием атмосферной дымки при съемке из космоса, 2) различными типами пленок.

Исходя из приведенных данных, для многозональной съемки из космоса районов типа Восточного Кавказа можно рекомендовать в первую очередь те же диапазоны спектра, что и для аэросъемки: красный и ближний инфракрасный. Несколько иные географические и геологические условия северного склона Восточного Кавказа по сравнению с южным (лучшая обнаженность и относительно простые деформации, выраженность литологии в рельефе) определяют для районов такого типа более высокую информативность съемки в зеленом диапазоне, нежели для залесенных горных районов.

- ① Азизбеков Ш. А., Багиров А. Э., Измаил-заде А. Д. Тектоническое строение Талыша и его связь с Эльбурсом. — Геотектоника, 1968, № 3, с. 74—86.
- ② Амурский Г. И., Тевелев А. В. Методические вопросы дешифрирования космических снимков Юго-Западного Гиссара и Сурхандарьинской впадины. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1978, № 10, с. 62—67.
- ③ Аэрометоды геологических исследований (под ред. А. И. Виноградовой, В. К. Еремина). Л., Недра, 1971. 702 с.
- ④ Башилова И. И., Махин Г. В., Еремин В. К. Исследование космических телевизионных снимков — средство тектонического районирования. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1973, № 7, с. 19—30.
- ⑤ Белов А. А. О «сквозных» геосинклинальных прогибах в Алпийской складчатой области. — Сов. геология, 1970, № 7, с. 123—128.
- ⑥ Богородский С. М., Соловьева Л. И. Анализ геологической структуры Мангишлак-Устюртского региона по материалам разномасштабных аэро- и космических снимков. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т. V. — М., 1976, с. 168—183.
- ⑦ Браташ В. И. Керманско-Кашмерский прогиб Ирана и проблема сопряжения доюрских структур Туранской плиты и Средиземноморского пояса. — Геотектоника, 1975, № 2, с. 55—67.
- ⑧ Брусленичина 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. Т. II. — М., 1974, с. 43—50.
- ⑨ Брюханов В. Н. О классификации дешифровочных признаков геологических объектов на аэрофотоснимках. — В кн.: Аэрометоды исследования местности. М., Недра, 1966, с. 45—52.
10. Брюханов В. Н., Махин Г. В. Основные направления аэро- и космических методов геологических исследований. — В кн.: Аэрометоды изучения местности. М., Недра, 1973, с. 7—10.
- ⑩ Буш В. А., Кац Я. Г. Тектоническое районирование Средиземноморского алпийского пояса по результатам дешифрирования космических снимков. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1978, № 10, с. 74—79.
12. Быкова С. Л. Глубинный разлом на северо-западе Центрального Кавказа. — В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. М., 1962.
13. Виноградов Б. В., Кондратьев К. Я. Космические методы землеведения. Л., Гидрометеоиздат, 1971. 188 с.
14. Вистелиус А. Б. Спектральная яркость песчано-алевролитовых пород апта, альба, сеномана Закаспия. — В кн.: Геология Закаспия, вып. I. М., 1958, с. 31—67.
- ⑯ Гамкрелидзе И. П. Строение и развитие западной части южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 72—84.
- ⑯ Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. — Геотектоника, 1966, № 3, с. 3—14.
- ⑰ Гамкрелидзе П. Д., Цагарели А. Л. Основные черты и этапы структурного развития Кавказского перешейка в алпийском цикле. Межд. геол. конгр., XXIII сесс., докл. сов. геол. «Орогенические пояса». М., Наука, 1968, с. 169—175.
- ⑱ Геология Большого Кавказа/Г. Д. Ажгирей, С. М. Кропачев, Д. И. Панов, С. М. Снежко. М., Недра, 1976. 263 с.
- ⑲ Григорянц Б. В. Поперечная зональность в структуре Юго-Восточного Кавказа. — В кн.: Очерки по геологии АзССР. Баку, 1964, с. 262—275.
- ⑳ Демин А. Н., Карапетов С. С., Сонин Н. И. Тектоника Центрального Афганистана. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1973, № 5, с. 139—142.
21. Доливо-Добровольский А. В., Стрельников С. И. Роль космических снимков в изучении линейных и кольцевых структур земной коры. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т. V. — М., 1976, с. 184—202.

22. Зайцев Ю. А., Мухина Л. А. Применение цветной и спектрозональной аэрофотосъемки в геологических целях. М., Изд-во МГУ, 1966. 304 с.
23. Исследования природной среды с пилотируемыми орбитальными станций. Л., Гидрометеориздат, 1972. 399 с.
24. Калугин П. И. Южный Копетдаг. Ашхабад, изд-во БЛым, 1977. 215 с.
25. Карапетов С. С., Сонин И. И., Хайн В. Е. О некоторых важнейших особенностях строения и развития Афгано-Памирского сегмента Альпийского складчатого пояса Евразии. — Вестн. МГУ, сер. геол., 1975, № 3, с. 38—46.
26. Кац Я. Г., Онуфриюк Т. П. Об использовании космических снимков с целью уточнения геологической структуры Загроса и совершенствования мелкомасштабных карт этого региона. — Изв. вузов. Геол. и разн., 1974, № 12, с. 34—43.
27. Кац Я. Г., Конн М. Л. О классификации дешифровочных признаков геологических объектов при дистанционных исследованиях. — Изв. вузов. Геол. и разн., 1976, № 11, с. 105—108.
28. Кац Я. Г., Рябухин А. Г., Трофимов Д. М. Космические методы в геологии. М., Изд-во МГУ, 1976. 248 с.
29. Кошетков А. Я. Магматические комплексы Центрального Афганистана. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1972, № 9, с. 46—59.
30. Конн М. Л. Тектоника Восточного Ирана. — Изв. вузов. Геол. и разн., 1974, № 12, с. 44—57.
31. Конн М. Л., Расцветаев Л. М. О линеаментах, выявленных по космическим снимкам восточной части Альпийского пояса. — Изв. вузов. Геол. и разн., 1976, № 11, с. 26—35.
32. Космическая фотосъемка и геологические исследования. М., Недра, 1975. 415 с.
33. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. — Тр. ГИН, вып. 267. М., Наука, 1975. 208 с.
34. Кринов Е. Л. Спектральная отражательная способность природных образований. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947. 272 с.
35. Ломизе М. Г. Краевые офиолитовые швы альпид Ближнего и Среднего Востока. — Изв. вузов. Геол. и разн., 1972, № 2, с. 14—23.
36. Ломизе М. Г., Суханов М. К. Юрская порфирировая серия Закавказья. — Вестн. МГУ, сер. геол., 1974, № 2, с. 48—59.
37. Ломизе М. Г., Панов Д. Н. Пересечение Севанско-офиолитовой зоны. — ДАН СССР, 1975, т. 221, № 2, с. 420—423.
38. Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. — Труды ГИН АН СССР, вып. 136, 1965. 210 с.
39. Макаров В. И. Предварительная карта линеаментов территории СССР. — Изв. вузов. Геол. и разн., 1978, № 10, с. 30—34.
40. Макаров В. И., Трифонов В. Г., Шукин Ю. К. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках. — Геотектоника, 1974, № 3, с. 114—132.
41. Макаров В. И., Соловьева Л. И. Перекрестный структурный план земной коры и проблема проявления ее глубинных элементов на поверхности. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, т. V. — М., ВИНИТИ, 1976, с. 18—41.
42. Методика геологического дешифрования многозональных космических снимков/Я. Г. Кац, В. В. Козлов, И. И. Сонин, Д. М. Трофимов. — Изв. вузов. Геол. и разн., 1978, № 10, с. 15—22.
43. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., Недра, 1968. 483 с.
44. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканализм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., Недра, 1973. 279 с.
45. Милановский Е. Е., Хайн В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963. 321 с.
46. Мирошниченко В. П. Геологическое строение Северо-Восточного Хорасана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 4, с. 61—74.
47. Мирошниченко В. П., Березкина Л. И. Ландшафтный метод дешифрования проявлений новейшей и современной тектоники для поисков погребенных нефтегазоносных структур. Л., Наука, 1971. 116 с.
48. Многозональная аэрокосмическая съемка и ее использование при изучении природных ресурсов. Под ред. Ю. Ф. Книжникова. М., Изд-во МГУ, 1976. 187 с.
49. Некоторые аспекты дешифрирования космических и телевизионных снимков отдельных регионов Альпийского складчатого пояса и Туранской плиты/ В. Е. Хайн, С. М. Богородский, Я. Г. Кац и др. — Изв. вузов. Геол. и разн., 1974, № 8, с. 3—11.
50. Основные особенности использования космических снимков при региональных геологических исследованиях/Б. Я. Можаев, А. В. Доливо-Доброльский, Н. В. Кобец и др. — Изв. вузов. Геол. и разн., 1974, № 12, с. 17—22.
51. Панин В. М., Скobelев С. Ф. Опыт применения многозональных сканерных космических снимков Земли для изучения геологической структуры. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология, т. V. — М., ВИНИТИ, 1976, с. 61—71.
52. Поперечные разломы Юго-Восточного Кавказа и их выражение на космических снимках/Р. А. Агамирзоев, Б. В. Григорьянц, М. Л. Копп, Н. Н. Курдин. — Изв. вузов. Геол. и разн., 1976, № 11, с. 42—53.
53. Расцветаев Л. М. Некоторые особенности позднеалпийской структуры орогенических областей Юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, сб. 5. М., Изд-во МГУ, 1973, с. 57—107.
54. Расцветаев Л. М. О геологической природе линеаментов, выявленных на космических изображениях Земли (на примере Кавказа). — Изв. вузов. Геол. и разн., 1974, № 12, с. 58—66.
55. Резников В. И. Глубинный разлом на Восточном Кавказе. Сообщ. АН ГрузССР, 1973, № 3, с. 629—631.
56. Ренгартен В. П. Общий очерк тектоники Кавказа. Межд. геол. конгр. XVII сесс., т. II, 1937, ГОНТИ, с. 415—428.
57. Румянцева Э. Ф. Опыт индикационного дешифрирования космических снимков Северо-Западного Кавказа. — Изв. вузов. Геол. и разн., 1978, № 10, с. 55—61.
58. Сахатов В. З. Особенности структуры Кавказско-Таврского региона по данным дешифрирования космических снимков. — Изв. вузов. Геол. и разн., 1976, № 11, с. 14—25.
59. Скарягин В. Д. Об изучении разрывной тектоники по комплексу разномасштабных космоснимков Земли (метод многоступенчатой генерализации). — Изв. вузов. Геол. и разн., 1973, № 7, с. 34—50.
60. Скарягин 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, т. V. — М., ВИНИТИ, 1976, с. 123—141.
61. Славин В. И. Тектоника Афганистана. М., Недра, 1976. 204 с.
62. Смирнов Л. Е. Теоретические основы и методы географического дешифрирования аэроснимков. Л., Изд-во ЛГУ, 1967. 214 с.
63. Соловьева Л. И., Богородский С. М., Бурлакова Г. С. Методика индикационного дешифрирования разномасштабных аэро-космических снимков и топографических карт как основа структурно-геоморфологического анализа закрытых районов (на примере Устюрта). — В кн.: Исслед. природн. среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т. V. — М., ВИНИТИ, 1976, с. 161—167.
64. Сонин И. И. Анализ разрывной тектоники Центрального Афганистана по результатам наземных, аэро- и космических исследований. — Изв. вузов. Геол. и разн., 1976, № 11, с. 90—98.
65. Сонин И. И., Трофимов Д. М. Направление поисков полезных ископаемых в складчатых областях с помощью космофотосъемки. — Изв. вузов. Геол. и разн., 1975, № 3, с. 55—70.
66. Строение земной коры северо-западной части Армении/Г. В. Егоркина, И. А. Соколова, Л. М. Егорова, Т. Д. Двоскина, Г. Я. Миннлярова. — Советская геология, 1973, № 6, с. 80—91.

67. Структурные соотношения Туранской плиты и складчатых сооружений Альпийской складчатой области/И. М. Сборщиков, В. И. Дронов, С. М. Калимулин, С. Х. Мирзод.—Геотектоника, 1974, № 2, с. 104—115.
68. Тамразян Г. П. О наличии глубинного разрыва на Юго-Восточном Кавказе.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 8, с. 20—36.
69. Трифонов В. Г. О разработке методики геологического дешифрирования космических изображений Земли.—Изв. вузов. Геол. и разв., 1973, № 7, с. 14—18.
70. Фаворская М. А., Томсон И. Н. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М., Недра, 1974. 193 с.
71. Хайн В. Е., Григорьянц Б. В., Исаев Б. М. Западно-Каспийский разлом и некоторые закономерности проявления поперечных разломов в геосинклинальных складчатых областях.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 1966, № 2, с. 5—23.
72. Хайн В. Е., Кац Я. Г., Селицкий А. Г. Тектоническое районирование и основные черты современной структуры Альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока.—Изв. вузов. Геол. и разв., 1973, № 3, с. 3—17.
73. Хайн В. Е., Кац Я. Г., Селицкий А. Г. Тектоническое районирование и основные черты современной структуры Альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока.—Изв. вузов. Геол. и разв., 1973, № 4, с. 11—17.
74. Чальян М. А. Мезо-кайнозойский магматизм юго-восточной части Центрального Афганистана. Автореф. канд. дисс. М., 1974, 26 с.
75. Чичуа Г. К. Новые данные о строении Чинчхельского покрова (Горная Кахетия).—Тр. ВНИГИГИ, вып. 115, Материалы по геологии Грузии, 1971, с. 183—192.
76. Шевченко В. И., Мирицинк И. М. Штавлерский покров на территории Верхней Сванетии.—ДАН СССР, сер. геол., т. 181, 1968, № 2, с. 439—442.
77. Шихалибейли Э. Ш. Глубинные разломы. Геология СССР, т. 47, Геологическое описание (Азербайджанская ССР). М., Недра, 1972, с. 367—381.
78. Шульц С. С. Планетарная трещиноватость (основные положения).—В кн.: Планетарная трещиноватость. Л., Изд-во ЛГУ, 1973.
79. Abdel-Gawad M. Wrench movements in the Baluchistan Arc and Relation to Himalayan—Indian Ocean Tectonics.—Geol. Soc. of Am. Bull., 1971, v. 82, N 5, 1235—1249.
80. Burke R. F. Multiband aerial photography in geological analysis simulating orbital satellite photography of planetary bodies. „Dissertation. abstracts“ 1968, v. 28, N 8, 3336—B.
81. Colwell R. N. Uses and limitation of multispectral remote sensing. „Proc. of the Fourth Symposium on Remote sensing of Environment“, 12, 13, 14, April Michigan, 1966, 249—289.
82. Colwell R. N. Lowman P. D. a. o. Apollo 9 multispectral photographic information. NASA, report, April, 1970.
83. Freund R. Rotation of strike slip faults in Sistan, Southeast Iran. „J. Geol.“ 1970, f. 8, N 2, 188—221.
84. Hampill W. K., Danilcik K. W. Geological interpretation of a Gemini photo. „Photogramm. Eng.“, 1968, v. 34, 150—154.
85. Lapparent A. L’Afghanistan et la derive du continent Indian. Revue de geographie physique et de geologie dynamique (2), vol. XIV, 1972, f. 4.
86. Lauer D. T. Multispectral sensing of forest vegetation. Photogramm Engng., 1969, N 4, v. 35, 346—355.
87. Lowman P. D., Tiedeman H. A. Terrain photography from Gemini space-craft: final geologic report. Goddard space flight center Greenbelt, Maryland, 1971, 184.
88. Sborshchikov G. M., Dronov V. J., Denikaev Sh. Sh. a. o. Tectonic map of Afchanistan scale 1 : 1 000 000. Kabul, 1972.
89. Stocklin I., Hushman-Zadeh A., Eftekhar-nezhad I. Central Lut rechnaisance. Geological survey of Iran, Rep. N 22, 1972.
90. Takin M. Iranian geology and continental drift in the Middle East.—Nature, 1972, v. 235, N 5334, 147—151.
91. Tanguay M. G., Miles R. D. Multispectral data interpretation for engineering soils mapping. Highway Res. Rec. 1970, 319, 58—77.
92. Warren C. W. Apollo tests four-camera terrain study. Av. Week and Sp. Techn. 1969, 90, N 21, 37—39, 41, 44—46, 48.
93. Wellman N. W. Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan.—Geol. Rundschau, 1966, 55, N 3.
94. Wells A. T. The crust zone the Iranian Zagros Mountains and its implications.—Geol. Mag., 1969, v. 106, N 5.
95. Wobber F. I. Environmental studies using Earth orbital photography.—Photogrammetria, 1969, v. 24, N 3/4.
96. Zead and zinc (Algeria) Mineral Trade Notes. 1968, 63, N 2, 38—39.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие. Я. Г. Кац	3
Введение. М. Л. Конн	5
Тектоническое районирование восточной части Средиземноморского пояса. Я. Г. Кац	15
Кавказский регион	24
Тектоническое районирование и общие вопросы тектоники. С. Л. Бызова	24
Характеристика фотоматериала. М. Л. Конн	35
Центральное пересечение Кавказа. С. Л. Бызова, М. Л. Конн	38
Восточное пересечение Кавказа. М. Л. Конн	47
Армянское нагорье. Е. Е. Милановский	62
Кавказ на телевизионных снимках. С. Л. Бызова, М. Л. Конн	65
Туркмено-Иранский регион	69
Эльбурс, Талыш. М. Л. Конн	69
Туркмено-Харасанская складчатая область. М. Л. Конн, Л. М. Расетаев	76
Центральный и Восточный Иран. М. Л. Конн	90
Загрос. Д. М. Трофимов	102
Афганский регион. И. И. Сонин	116
Основные черты структуры и их отражение на КС	116
Краткий анализ формаций и их отражение на КС	130
Геологическая информативность КС	137
Использование КС при поисках полезных ископаемых	139
Вопросы методики геологического дешифрирования космических снимков. М. Л. Конн	145
Сравнение методик геологического дешифрирования аэроснимков и космоснимков и классификация дешифровочных признаков геологических объектов	145
Дешифрирование геологических формаций. М. Л. Конн	150
Дешифрирование тектонической структуры. М. Л. Конн, Л. М. Расетаев	155
Влияние условий съемки на информативность космических снимков. М. Л. Конн	163
Геологическое дешифрирование многозональных снимков на примере Восточного Кавказа	169
Выбор спектральных диапазонов для многозональной съемки геологических объектов. М. Л. Конн	170
Самолетная многозональная съемка Кахетинского участка. С. Л. Бызова, М. Л. Конн	179
Космическая многозональная съемка Дагестана. С. Л. Бызова, М. Л. Конн	196
Список литературы	201

Софья Леонтьевна Бызова,
Яков Григорьевич Кац,
Михаил Львович Конн и др.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Редактор издательства М. Д. Мирзоева
Переплет художника А. Е. Григорьева
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технические редакторы Л. Н. Шиманова,
В. В. Соколова
Корректор Е. К. Антонова
Н/К

Сдано в набор 17.02.81 Подписано в печать
11.06.81 Т-09197 Формат 60×90 $\frac{1}{16}$ Бумага типографская № 1 Гарнитура «Литературная»
Печать высокая Усл. печ. л. 13,5 с вкл.
Усл. кр.-отт. 13,87 Уч.-изд. л. 15,47 с вкл.
Тираж 1000 экз. Заказ 180/12435—1 Цена 1 руб.
Заказное

Издательство «Недра», 103633, Москва,
К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая
фабрика ВСЕГЕИ

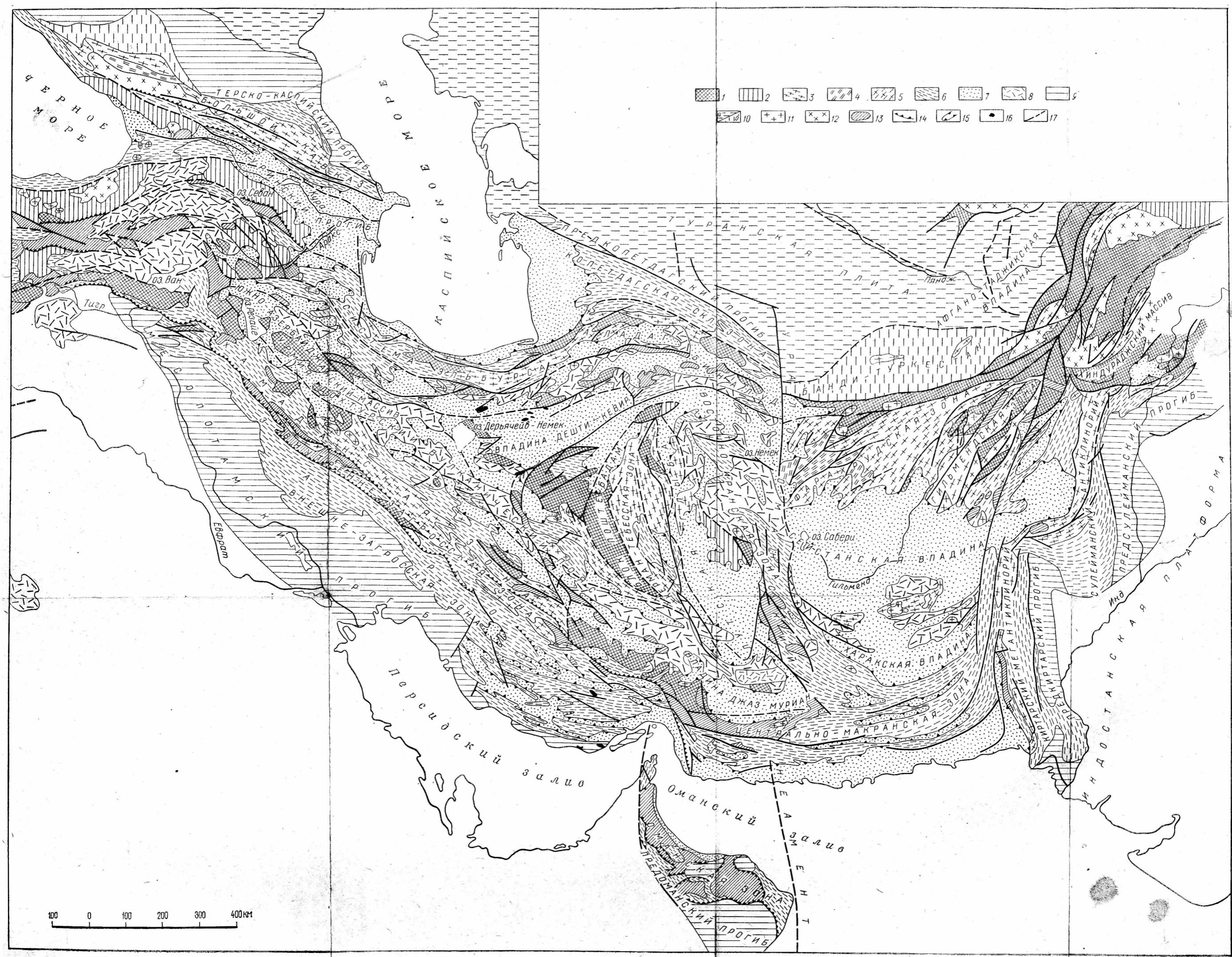


Рис. 1. Схема тектонического районирования восточной части Средиземноморского пояса

1 — докембрийские структурные комплексы; 2 — чехол срединных массивов; 3 — киммерийский складчато-геосинклинальный подкомплекс; 4 — киммерийский орогенный подкомплекс; 5 — киммерийский и альпийский комплексы переслаиваемые; 6 — альпийский складчато-геосинклинальный подкомплекс; 7 — альпийский орогенный подкомплекс; 8 — участки проявления альпийского орогенного и предорогенного вулканизма; 9 — краевые прогибы; 10 — энгиринские и эникиммерийские платформы: а — неактивированные, б — активированные; 11 — гранитоиды доальпийские; 12 — гранитоиды альпийские; 13 — офиолиты, 14 — надвиги, 15 — границы орогенных впадин; 16 — соляные купола; 17 — разрывы