

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА·1980

СОДЕРЖАНИЕ

Развальяев А. В., Поникаров В. П. Эволюция земной коры в областях активного континентального рифтогенеза	3
Савельева Г. Н., Щербаков С. А., Денисова Е. А. Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах	16
Вихерт А. В. О складчатой структуре, возникающей при разуплотнении слоистых толщ (по экспериментальным данным)	27
Богданов Ю. Б., Былинский Р. В., Глебовицкий В. А., Доливо-Добровольский А. В. Главный беломорский шов	35
Яншин А. Л., Авров В. П., Волож Ю. А., Сапожников Р. Б., Шлезингер А. Е., Юров Ю. Г. Структура и палеотектонические условия образования подсолевых палеозойских образований юга Прикаспийской впадины	45
Алекторова Е. А. Особенности строения и развития внутренней области палеозойского Центрального Казахстана	58
Вихтер Б. Я., Шер С. Д. К истории геологического развития Южно-Тяньшаньской складчатой системы	72
Ициксон Г. В. Структуры сжатия, блоки-упоры и зоны меланжа Прихотья	85
Шапиро М. Н. Надвиг Гречишкина на побережье Камчатского залива	102
<u>Александров А. А.</u> , Богданов Н. А., Паланджян С. А., Чехович В. Д. О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья	111
Рецензии	
Хаин В. Е., Колчанов В. П. Тектоническая карта Южной Америки	123

G E O T E C T O N I C S

MAY — JUNE

MOSCOW

№ 3, 1980

CONTENTS

Razvalyaev A. V., Ponikarov V. P. Evolution of the Earth's crust in areas of active riftogenesis	3
Savelleva G. N., Shcherbakov S. A., Denisova E. A. Role of high-temperature deformations in formation of dunite bodies in harzburgites	16
Vikhert A. V. On folded structure appearing in decompaction of stratified formations (as evidenced by experimental data)	27
Bogdanov Yu. B., Bylinsky R. V., Glebovitsky V. A., Dolivo-Dobrovolsky A. V. The major White Sea suture	35
Yanshin A. L., Avrov V. P., Volozh Yu. A., Sapozhnikov R. B., Shlezinger A. E., Yurov Yu. G. Structure and paleotectonic conditions of formation of subsalt Paleozoic deposits in the south of the Precaspian depression	45
Alektorova E. A. Peculiarities of structure and development of the inner area of Central Kazakhstan paleozooids	58
Vikhert B. Ya., Sher S. D. On the history of geological development of the South Tien-Shan folded system	72
Itsikson G. V. Structures of compression, stop-blocks and melange zones of Priokhotie	85
Shapiro M. N. Overthrust Grechishkin on the coast of the Kamchatka gulf	102
Aleksandrov A. A., Bogdanov N. A., Palandjan S. A., Chekhovich V. D. On tectonics of the northern part of the Olyutorskaya zone of the Koryak Upland	111
Review	
Khain V. E., Kolchanov V. P. Tectonic Map of South America	123

УДК 551.243(6)

А. В. РАЗВАЛЯЕВ, В. П. ПОНИКАРОВ

**ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ОБЛАСТЯХ
АКТИВНОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА**

В областях активного континентального рифтогенеза типа Афара — зоны сочленения Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов происходит деструкция континентальной коры, экстремальное проявление которой приводит к образованию коры океанического типа. Деструкция осуществляется путем дробления, растяжения и насыщения континентальной коры основными и ультраосновными породами мантийного происхождения. Все это в совокупности изменяет ее свойства до появления геофизических параметров, присущих уже океанической коре. Сходство эволюции вулканизма — основного показателя глубинной динамики литосферы — Афара и подвижных океанических структур позволяет говорить о единстве деструктивного процесса в истории Земли и способствует лучшему пониманию механизма образования краевых и внутренних морей, а также их аналогов в геологическом прошлом. Специфика структур типа Афара проявляется в рассеянном характере эндогенного режима.

Существующие в настоящее время в теоретической геотектонике противоборствующие в своем крайнем выражении концепции фиксизма и мобилизма дали импульс новым представлениям о динамических процессах в эволюции земной коры (литосферы). Работами советских тектонистов — А. В. Пейве (Пейве и др., 1972, 1976), М. В. Муратова (1972, 1975), В. В. Белоусова (1974, 1978), В. Е. Хаина (1976, 1978), Е. Е. Милановского (1976, 1978), Ю. М. Пушаровского (1977) и других показано, что в основе эволюции земной коры лежат конструктивно-деструктивные процессы. Идея конструктивного развития земной коры нашли отражение в новом методическом подходе и составлении тектонических карт по времени формирования зрелой континентальной коры. В настоящее время по этой методике уже составлены тектонические карты Евразии (Пейве и др., 1976), Урала (Перфильев, 1977) и Северо-Востока СССР (Марков и др., 1979). Процесс деструктивного тектогенеза лежит в основе современных представлений о формировании краевых и внутренних морей и новообразованных океанов (Хайн, 1976, 1978; Марков и др., 1979; Пушаровский и др., 1977, и др.).

В настоящее время все больше исследователей склоняется к мнению о том, что континентальный рифтогенез и океанообразование являются крайними ступенями единого деструктивного процесса. В этом аспекте рифтовые системы в последние годы привлекают особое внимание, поскольку они, во-первых, выступают в качестве главнейшей деструктивной формы тектогенеза, а, во-вторых, изучение их позволяет наблюдать начальные стадии рифтогенеза (и в конечном счете океаногенеза) в пределах континентов (Хайн, 1976; Хайн, Левин, 1978). Вот почему изучение процессов континентального рифтогенеза представляет большой интерес, особенно там, где эти рифты имеют прямую связь с океанами. Африкано-Аравийский рифтовый пояс и в первую очередь область сочленения Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов (Афарская впадина) в этом отношении являются классическим местом проявления новейшего и современного деструктивного тектогенеза. Здесь можно проследить

еще в зародыше процессы деструкции континентальной коры от начальных ее стадий до конечных с образованием коры океанического типа. Поэтому неслучайно Афарская впадина служила объектом специальных исследований в рамках международного проекта «Геодинамика». В статье не представляется возможным осветить все проблемы эволюции земной коры этого сложного региона. Основываясь на материалах зарубежных геологов — участников упомянутого проекта, мы постараемся рассмотреть их под углом зрения особенностей деструктивного процесса с привлечением личных материалов по Красноморскому и Западно-Аравийскому рифтам.

В настоящей статье приводятся лишь самые общие сведения о геологии и структуре Афарской впадины, полные сведения по различным аспектам геологии впадины читатель может найти в многочисленных статьях зарубежных исследователей, в первую очередь П. А. Мора, Г. Тазиева, Ф. Барбери и других, внесших большой вклад в ее изучение, а также в недавно опубликованном 2-томном сборнике под редакцией А. Пильгера и А. Рослера (*Afar Depression of Ethiopia, 1975; Afar between Continental and Oceanic Rifting, 1976*), специально посвященном проблемам геологии Афара. В советской литературе сведения о вулканизме и тектонике впадины приводятся в статьях Н. В. Короновского (1971), В. Г. Казьмина (1975), Н. А. Логачева (1976), но наиболее полная сводка о ней содержится в работе Е. Е. Милановского (1976).

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕСТРУКЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ АФАРА

Афарская рифтовая впадина расположена в месте сочленения трех рифтов: Красноморского, Аденского и Эфиопского. В плане она имеет форму треугольника, представляющего важный структурный узел Африкано-Аравийского рифтового пояса. Здесь происходит сопряжение структур Красноморского (СЗ—ЮВ), Эфиопского (СВ—ЮЗ) и Аденского (В—З) направлений (рис. 1).

Ограниченный со всех сторон континентальными блоками Афар представляет собой тектоническую депрессию, выполненную миоцен-плиоценовыми морскими и озерными отложениями. В северной части впадины широко развита мощная эвапоритовая толща, сложенная гипсом, ангидритом и прослоями калийных солей, но основная часть впадины занята покровами базальтов, меняющихся по возрасту от миоцена до современного периода. Самые древние базальтовые покровы, обнажающиеся в Афаре, имеют датировки ~25 млн. лет (миоцен). Большую же часть Афара слагают вулканы серий Афар и Аден плиоцен-плейстоценового возраста (Cristiansen et al., 1975).

Серия Афар представлена однообразной толщей субщелочных базальтов, переслаивающихся в верхах с риолитами и игнимбритами. Накопление вулканических серий Афар происходило в интервале от 5 до 1,5 млн. лет назад (поздний плиоцен). В краевых частях впадины вулканы залегают с несогласием на более древних образованиях. Вулканы серии Афар переслаиваются с озерными образованиями. В базальтовых покровах этой серии отчетливо прослеживаются многочисленные дайки — подводящие каналы лавовых излияний. В южной части Афарской впадины дайки имеют в основном северо-северо-восточное простирание и в меньшей мере северо-западное и широтное.

Вулканы аденской серии в отличие от базальтов афарской серии локализованы в узких кулисообразно расположенных зонах — вулканических грядах, сложенных базальтами, трахитами, щелочными риолитами и комендитами, излившимися из центральных каналов (вулканов). Петрохимически они относятся к продуктам вулканизма «океанического типа» (Treuil, Varet, 1973; Barberi, Varet, 1977, и др.). Появление их в

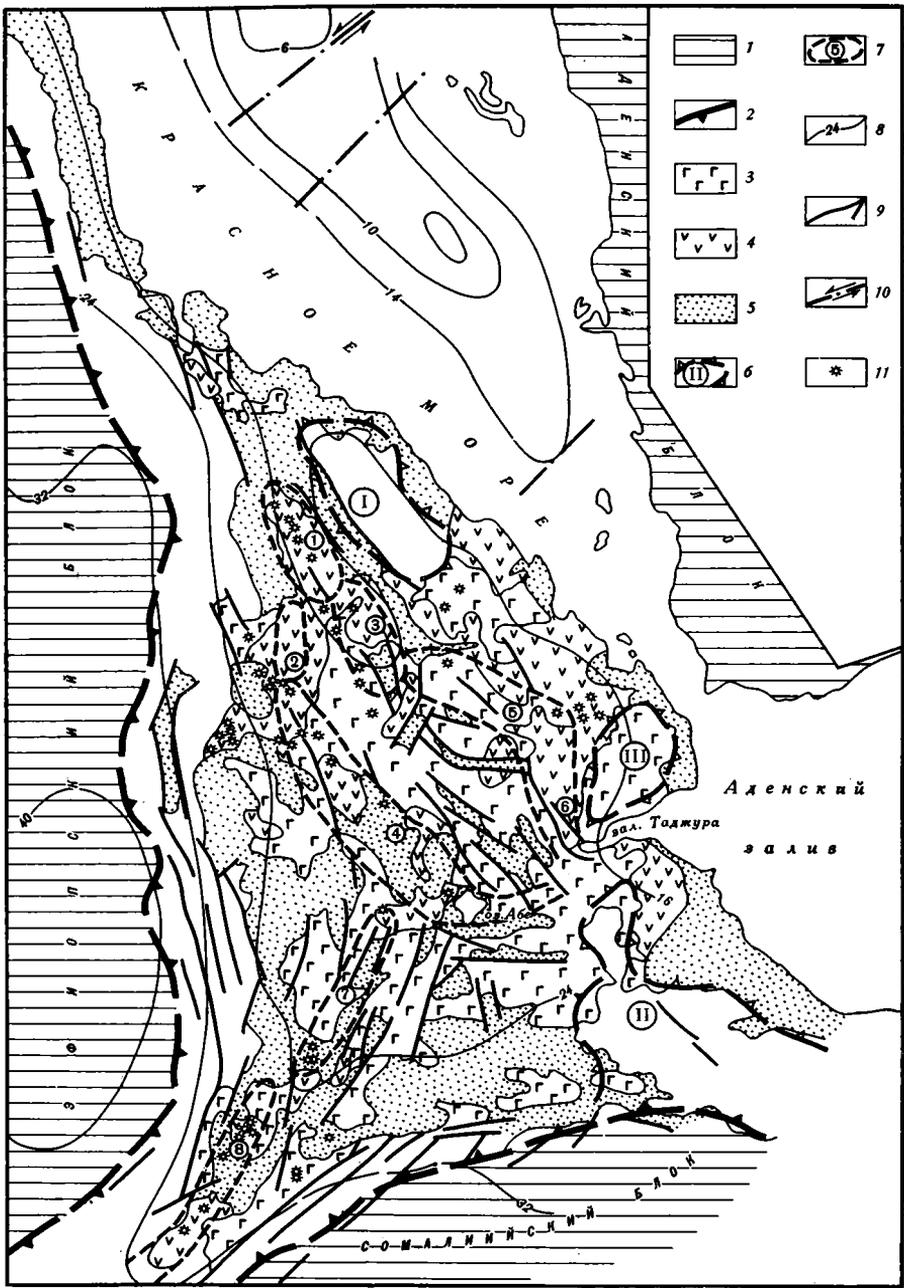


Рис. 1. Геолого-структурная схема зоны сочленения Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов (составлена по данным Merla et al., 1973; Markis et al., 1975 с добавлением авторов)

1 — блоки континентальной коры, 2 — граница рифтов, 3 — вулканы серии Афар (миоцен — нижний плейстоцен), 4 — вулканы серии Аден (плейстоцен — голоцен), 5 — неоген-четвертичные морские, озерные и пролювиальные отложения, 6 — слабо «переработанные» блоки континентальной коры: I — Данакильский, II — Айша, III — Таджура; 7 — зоны максимального растяжения (осевые вулканические хребты): 1 — Эрта-Але, 2 — Алаито, 3 — Амарти, 4 — Тендахо, 5 — Манда Инакир, 6 — Ассаль, 7 — Исса, 8 — Херта-Але; 8 — изолинии глубины залегания поверхности Мохо (в км); 9 — плейстоцен-современные сбросы, 10 — поперечные разломы Красноморского и Аденского рифтов, 11 — вулканические аппараты

Афаре характеризует новую фазу (тектонического) расширения, начавшуюся еще в раннем плейстоцене и продолжающуюся в настоящее время. Эта фаза расширения началась 3—4 млн. лет назад (Vageri, Varet, 1977) и по времени совпадает с фазой «раскрытия» осевых трогов рифта

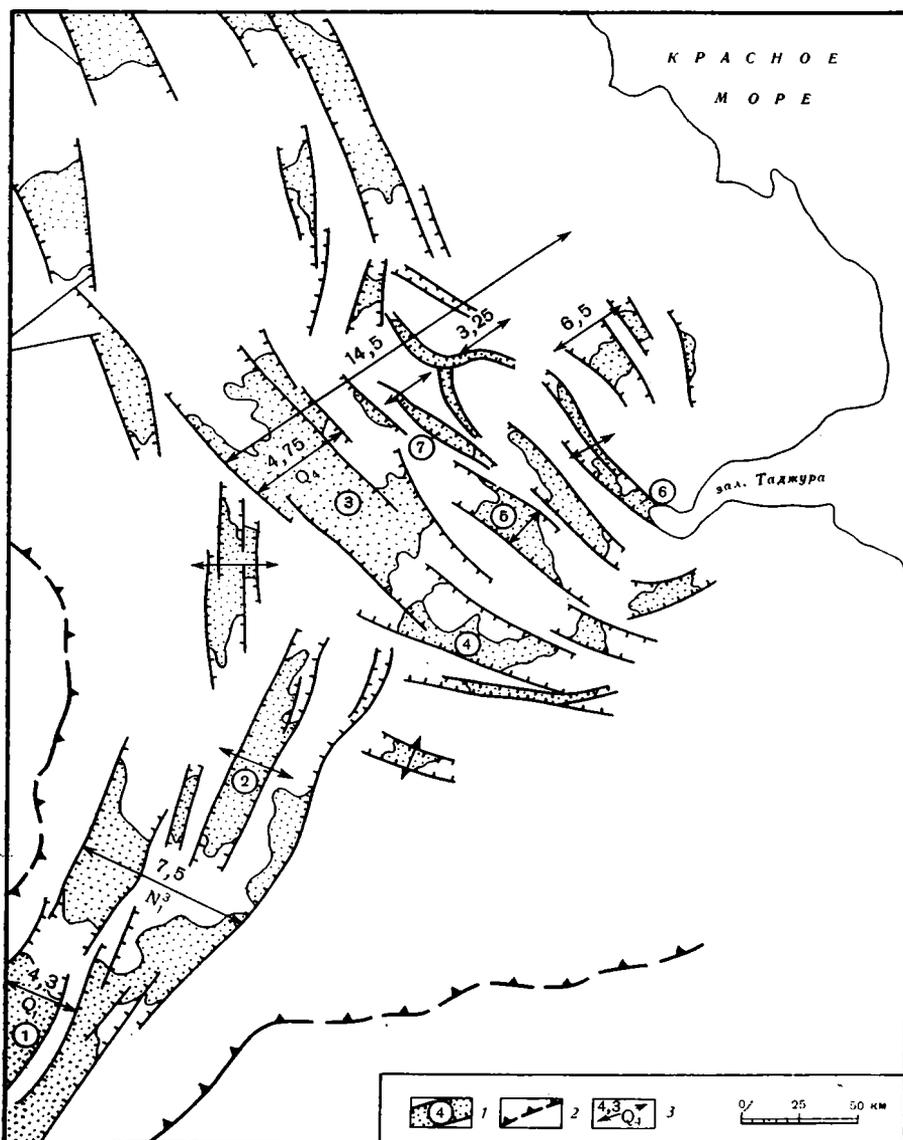


Рис. 2. Схема размещения грабенов в Афаре (по данным Christiansen et al., 1975)
 1 — грабены и их порядковый номер (1 — Херга-Але, 2 — Исса, 3 — Тендахо, 4 — оз. Абе, 5 — Ханле, 6 — Ассаль, 7 — Доби), 2 — граница впадины Афар, 3 — направление растяжения, цифры вверх — суммарная амплитуда расширения в км, индекс вниз — начало растяжения

тов Красного моря и залива Таджура Аденского рифта (Christiansen et al., 1975). В результате этого процесса как в рифтах Красного моря и Аденского залива, так и в Афарском формируется кора океанического типа.

Структура Афара отличается большой сложностью. Характерна густая сетка разноориентированных сбросов с амплитудой в первые де-

сятки метров, реже сотни (грабен Исса — 500 м). Значительное число разломов без смещения типа открытых (зияющих) трещин (Schaefer, 1975; Harrison et al., 1975). Кроме разрывов наблюдается множество базальтовых даек, как отмечалось выше, различного простирания. Наиболее значительные разломы образуют также разноориентированную систему грабенов и горстов, крупными из которых являются грабены Хертале, Исса, Тендахо и др. (см. рис. 2). Кроме этого, в структуре Афар выделяется система осевых вулканических хребтов (Barberi, Varet, 1977, 1978; Christiansen et al., 1975), приуроченных к зонам интенсивного растяжения с возможным разрывом гранитно-метаморфического слоя.

Гравитационное поле впадины Афар в целом характеризуется отрицательными аномалиями Буге. Осевые вулканические хребты трассируются зонами локальных гравитационных максимумов. Глубинная структура впадины Афар и сопредельных территорий, выявленная по гравиметрическим и сейсмическим данным (Markis et al., 1975), показывает, что под впадиной Афар континентальная кора утонена и подстилается слоем пониженной плотности со скоростью продольных сейсмических волн 7,3—7,7 км/сек. Этот слой, залегающий в Афаре на глубине от 16 до 24 км, с учетом магнитно-теллурических данных интерпретируется большинством исследователей как аномальная мантия, обеспечивающая высокий тепловой поток, генерирующий выплавление слабодифференцированной базальтоидной магмы, питающей вулканы осевых зон, отождествленных рядом исследователей по характеру вулканизма и геодинамическому режиму со срединно-океаническими хребтами (Barberi, Varet, 1975, 1977). Важно подчеркнуть, что осевые вулканические хребты приурочены к участкам наибольшего приближения к поверхности разуплотненного мантийного слоя (см. рис. 1). Эта особенность наиболее характерна для вулканической цепи Эрта Але в северной части Афара, где предполагается максимальное утонение континентальной коры (гранитно-метаморфического слоя) или полное ее исчезновение (Schaefer, 1975).

Таким образом, в Афаре мы имеем сложную структуру, состоящую из разнонаправленных систем разломов, роев даек и осевых вулканических хребтов. Все это отражает сложное взаимоотношение полей тектонических напряжений, приводящих к изменению физических параметров континентальной коры: ее раздроблению, утонению и растяжению, т. е. деструкции. Начальные стадии этого процесса запечатлены в интенсивном раздроблении коры и внедрении даек, т. е. механическом ее раздвижении. Исследования в Центральном Афаре путем подсчета плотности разломов, трещин и даек позволили выявить амплитуду растяжения. Последняя составила в Центральном Афаре за период с позднего миоцена до современного времени (измерено 1500 разломов, даек и трещин) 14,5 км (Schaefer, 1975). Кроме прямого раздвигания и растаскивания коры, фиксируемых в Афаре в крайнем своем выражении в осевых вулканических хребтах, деструкция континентальной коры, а именно утонение ее гранитно-метаморфического слоя, может происходить при интенсивном раздроблении коры и одностороннем наклоне блоков (Morton, Black, 1975). Этот механический процесс в жесткой консолидированной коре, на глубине может сочетаться с пластической деформацией, способствующей процессу растяжения. Следует отметить, что в последнее время подобный механизм все больше привлекается для объяснения утонения коры в окраинно-континентальных рифтах типа Бискайского залива (Chargal et al., 1978) и Атлантики в целом.

Наряду с отмеченными процессами деструкция континентальной коры происходила путем насыщения ее гранитно-метаморфического слоя основными и ультраосновными породами в виде инъекции даек, силлов, что в конечном счете могло привести к изменению геофизической характеристики гранитно-метаморфического слоя, приблизив его по этим параметрам к базальтовому. Несомненным подтверждением этого являются

многочисленные рои базальтовых даек в Афаре, плотность которых в отдельных местах столь велика, что вмещающий их субстрат имеет подчиненное значение. Это положение может быть иллюстрировано также на примере Северо-Восточного Судана, где авторами наблюдались системы долеритовых даек в обрамлении Красного моря, местами полностью вытесняющие докембрийский субстрат. Возможно, этим объясняется и то, что кора под шельфовыми ступенями в главном трого Красного моря местами имеет характеристики продольных сейсмических

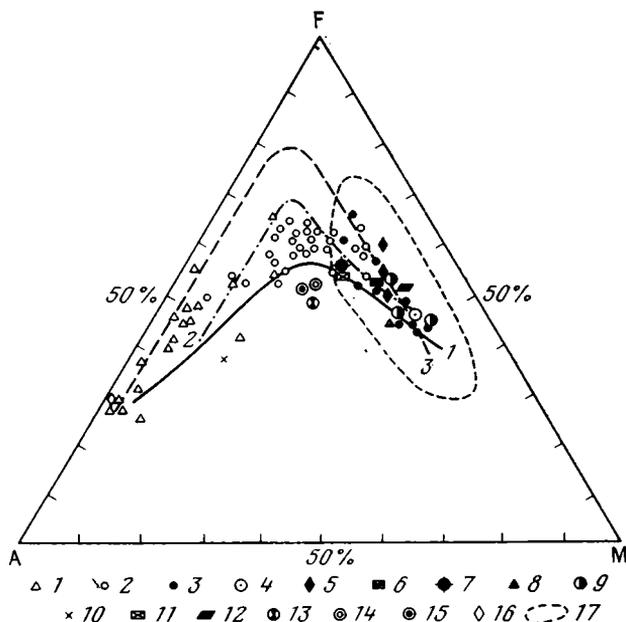


Рис. 3. Диаграмма AFM

Вулканы осевых хребтов Афара: 1 — стадии центральных вулканов, 2 — стадии щитовых вулканов, 3 — стадии трещинных вулканитов, 4 — толеиты Аденского залива (среднее из восьми анализов), 5 — толеиты осевого трого Красного моря, 6 — толеиты хребта Шеба и Центрально-Индийского хребта, 7 — толеиты о. Таир Красного моря (среднее шести анализов), 8 — толеиты Срединно-Атлантического хребта (среднее 101 анализа), 9 — базальты среднего миоцена побережья Красного моря Судана, 10 — муджнерит Гавайских островов, 11 — гавайит, 12 — толеиты Гавайских островов, 13 — щелочные базальты островов Восточно-Тихоокеанского поднятия, 14 — щелочные оливиновые базальты островов Индийского океана (среднее 25 анализов), 15 — щелочные оливиновые базальты Тихого океана (среднее 47 анализов), 16 — комендит о. Пасхи (среднее семи анализов), 17 — поле океанических базальтов. Цифры на диаграмме — линии дифференциации: 1 — щелочных, 2 — толеитовых пород Гавайской серии, 3 — интрузии Скаергаарда

волн 6,97 км/сек (Fairhead, Girdler, 1970; Davies, Tramontini, 1970), свойственные базальтовому слою.

То, что процесс насыщения гранитно-метаморфического слоя базальтовым материалом мог идти в шельфовой зоне рифта Красного моря, наглядно подтверждается на примере побережья Красного моря в Судане. Здесь в отложениях среднего миоцена, выполняющих впадину Красного моря у мыса Абу-Шагар (20° с. ш.), нами изучены покровы базальтов, петрохимически идентичных базальтам, драгированным из осевого трого, островов Красного моря и срединно-океанических рифтов (рис. 3).

Излияния этих базальтов происходили 25 млн. лет назад, т. е. задолго до образования осевого трога Красного моря (4—0 млн. лет), и отвечали ранней стадии деструкции континентальной коры. Появление практически недифференцированных базальтов океанического типа в краевой части впадины Красного моря с заведомо континентальным субстратом — примечательно для процесса деструктивного тектогенеза. Он свидетельствует о высоком энергетическом потенциале эндогенного режима, обеспечивающем высокий тепловой поток и интенсивную плавку мантии, генерирующей слабодифференцированные толеитовые базальтоиды.

На примере Афара и рифта Красного моря становится очевидным, что деструкция — сложный процесс, приводящий к преобразованию континентальной коры и образованию в экстремальном случае коры океанического типа (рифты Красного моря, Аденского залива и, возможно, осевые вулканические хребты северного Афара). Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что деструкция осуществляется путем 1) растяжения континентальной коры с образованием рифтов, зияющих трещин и внедрения даек основного и ультраосновного состава; 2) утонения гранитно-метаморфического слоя вследствие его раздробления и наклона блоков и последующего взаимодействия пластичного и хрупкого слоев литосферы; 3) базификации (в широком смысле) гранитно-метаморфического слоя, насыщения его материалом основного — ультраосновного состава как интрузивным, так и, возможно, метасоматическим путем, приводящим к его утяжелению и возможному погружению с частичным «разъеданием» снизу.

ВУЛКАНИЗМ АФАРА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ДЕСТРУКЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Как отмечалось, Афарский рифт, являющийся классическим местом сочленения двух океанических («миниокеанических») и континентального рифта, отражает в своей структуре и развитии черты, присущие этим рифтам. Специфическими структурами Афара являются осевые вулканические хребты, выступающие в качестве активных центров расширения (см. рис. 1). Рядом исследователей осевые вулканические хребты Афара рассматриваются как континентальные аналоги средних хребтов океанических рифтов (Varbergi, Varet, 1977; Burek, 1978). Подобная аналогия основывается на сходстве их морфологии, глубинного строения, характера вулканизма и динамической обстановки формирования. Подтверждением служит и прямое «вклинивание» в Афар через залив Таджура и грабен Ассаль структур осевого грабена Аденского залива (Boissarut et al., 1978). Влияние этого процесса выражается в изменении петрохимических особенностей вулканизма в сторону увеличения щелочности океанических толеитов Аденского залива при приближении к Афару.

Ниже будет показано, в какой мере эти аналогии справедливы и как они увязываются с развитием структуры Афара и всего Красноморско-Аденско-Эфиопского сектора Африкано-Аравийского рифтового пояса.

Среди многих представлений о процессах деструкции континентальной коры процесс последовательного развития мантийного диапира наиболее обоснован и находится в соответствии с эволюцией вулканизма и геодинамической обстановкой формирования рифтовых структур. В последнее время показано, что значение этого процесса (рифтогенеза) резко возрастает в тектогенезе земной коры. Ему отводится важная роль в образовании краевых и внутренних морей, окраин атлантического (пассивных) и тихоокеанского (активных) типов (Хаин, 1976; Хаин, Левин, 1978; Пушаровский, 1977, и др.).

Применительно к рассматриваемому региону этот процесс представляется в следующем виде. На ранней стадии (олигоцен — миоцен) ман-

тийный диапир, вероятно, залегал на большой глубине и имел форму обширного пологого свода. Растяжения в его сводовой части сопровождались образованием серии разломов, служивших путями проникновения на ранних стадиях щелочно-базальтоидных магм, сменившихся позднее, по мере развития диапира, слабодифференцированными толеит-базальтоидными магмами.

Эволюция вулканизма от щелочного к толеитовому находится в соответствии с концепцией о последовательном утонении континентальной коры в области развития мантийных диапиров. Появившиеся в последнее время данные (Jones Peter, 1976; Mohr, 1978; Piccirillo et al., 1979, и др.) о том, что серия Трапп Эфиопии, отвечающая ранней стадии развития сочленяющихся в Афаре рифтов, наряду со щелочными базальтами содержит переходные к толеитам разности, в целом не нарушает этой закономерности, наиболее убедительно обоснованной на примере Кенийской рифтовой зоны (Логачев, 1974, 1977). В зависимости от интенсивности рифтогенеза ранняя щелочно-базальтоидная стадия вулканизма может быть сильно редуцирована.

Начавшееся в среднем миоцене растяжение, возможно, усиливающееся за счет горизонтального растекания диапира, привело к образованию обширной впадины, заполненной мощной преимущественно эвапоритовой толщей, прослеживаемой по сейсмическим данным во всей впадине Красного моря (Fairhead, Girdler, 1970). Образование рифтовых впадин сопровождалось внедрением недифференцированной базальтоидной магмы. В одних случаях базальтовые расплавы застывали на глубине в форме даек, в других (побережье Северо-Восточного Судана) они поднимались к поверхности и изливались, образуя покровы. В отдельных случаях в благоприятной тектонической обстановке формировались дифференцированные массивы «расслоенных» габбро (Колман и др., 1979; Nassief et al., 1979).

Повсеместное крупное несогласие между миоценом и плиоценом отвечает новому поднятию и размыву осадков, что можно связывать с новым подъемом мантийного диапира и его последующим взаимодействием с гранитно-метаморфическим слоем, но уже в узкой осевой зоне первоначально обширного трога Красного моря. Эндогенный процесс на этом этапе локализовался в узкой зоне осевого трога, где сопровождался интенсивным инъецированием недифференцированных базальтов в виде вертикальных даек и интрузий, раздвигом и утонением континентальной коры вплоть до полного разрыва и исчезновения гранитно-метаморфического слоя.

Таким образом, в результате последовательного стадийного развития мантийного диапира в Красноморском рифте сформировались две разновозрастные генерации недифференцированных базальтов океанического типа и, что важно подчеркнуть, пространственно разобщенные. При этом более молодая стадия развития диапира характеризуется меньшей его глубиной и соответственно меньшим «разносом» базальтоидных инъекций (даек, интрузий). Она локализуется в узкой осевой зоне грабена и, возможно, полностью «перерабатывает» существовавшие здесь дайки ранней генерации.

Можно представить, что при многократном пульсационном развитии мантийного диапира этот процесс способен продуцировать серию разновозрастных генераций мантийных инъекций, закономерно омолаживающихся к центру. Во всяком случае существование двух генераций базальтоидного магматизма (миоценового и плиоцен-четвертичного) для рифта Красного моря неоспоримо и может служить показателем возможности такого процесса. Сказанное хорошо согласуется с центростремительной тенденцией вулканизма при рифтовом режиме, четко проявленной в Афаре и установленной Н. А. Логачевым (1974, 1977) для Байкальского и Кенийского рифтов.

Рассматриваемая модель восходящего мантийного диапира хорошо увязывается с вулканической эволюцией осевых хребтов Афара (Treuil, Varet, 1973; Barberi, Varet, 1977; Burek, 1978, и др.), развитие которых происходит в три стадии.

В первую стадию трещинных излияний или зарождающихся осей (центров) расширения происходит излияние низкодифференцированных оливиновых толеитов, петрохимически близких базальтам срединно-океанических хребтов. Тектоническая и вулканическая активность локализуется в узких осевых грабенах и сопровождается параллельным образованием сбросов и внедрением даек базальтов по обе стороны грабена на расстоянии не менее 15 км. При этом возраст базальтов изменяется симметрично от краев к оси грабена.

Вторая стадия — стадия образования щитовых вулканов приводит к аккумуляции лавы вдоль осевой части первоначального грабена с образованием удлиненного поднятия, осложненного разломами. На этой стадии может происходить обособление магматических камер, что петрохимически выражается в обогащении базальтоидных дифференциатов железом.

В третью стадию образуются центральные вулканы, изливавшие сильнодифференцированные лавы до трахитов, пантеллеритов и гиперщелочных кислых пород комендитов. Этому способствует устойчивость индивидуализированных магматических камер, формирующихся при снижении тектонической активности. Однако генерация магмы происходила на значительной глубине (на мантийном уровне), на что указывают низкие соотношения Sr^{87}/Sr^{86} , равные 0,7022 (Barberi, Varet, 1977).

Осевые вулканические хребты Афара располагаются либо эшелонированно, либо они сопряжены по косым зарождающимся поперечным разломам.

Интересно отметить, что Ф. Барбери и Ж. Варе (Barberi, Varet, 1977) сравнивают первую и вторую стадии соответственно со срединно-океаническими рифтами и вулканами Гавайских островов. Как показывают петрохимические данные, вулканизм осевых хребтов Афара действительно обнаруживает определенное сходство с вулканизмом океанических структур (см. рис. 3). Как и в развитии Гавайских построек по мере стабилизации и затухания тектонической активности толеитовый вулканизм сменялся щелочно-базальтоидным вплоть до излияния щелочных трахитов, пантеллеритов и комендитов — продуктов извержения вулканов центрального типа.

Развитие вулканических хребтов Афара в сильно редуцированном виде и миниатюре может служить примером эволюции океанических структур в течение короткого периода (3—5 млн. лет) от стадии срединно-океанического хребта к стадии относительно консолидированных вулканических островов типа Гавайских.

С переходом к более «зрелой» стадии щитовых вулканов тектоническая активность в Афаре снижается. Еще больше эта тенденция проявляется на последней стадии, когда доминирующей формой вулканических извержений становятся вулканы центрального типа. Следовательно, в развитии осевых вулканических хребтов Афара можно проследить как бы полный цикл эндогенного развития рифтовой зоны от ее зарождения до угасания.

В этой связи чрезвычайно интересным представляется соотношение рифта Красного моря и осевых хребтов Афара. Считается, что рифт Красного моря находится на наиболее развитой стадии рифтогенеза, а Афар — на стадии, ему предшествующей. Однако это представление обманчиво, чисто психологическое, поскольку Красное море по существу представляет «миниокеаническую» структуру. Но с точки зрения петрохимии, отражающей процесс глубинной эволюции земной коры, вулканические осевые хребты Афара являются структурами, развитие которых

в «континентальном варианте» уже миновало стадию осевого трога рифта Красного моря. В этом нетрудно убедиться, сопоставив главнейшие петрохимические показатели базальтов осевого трога Красного моря и осевых вулканических хребтов Афара. Толентовые базальты Красного моря сопоставимы лишь с вулканитами начальной стадии развития осевых хребтов (см. рис. 3).

Вулканизм осевых хребтов Афара образует вертикальный формационный ряд, отражающий тектонический цикл развития структуры от активной стадии к стадии угасания. В этом плане он может быть сопоставим с формациями горизонтального ряда, отражающими ту же тенденцию в эволюции океанических структур: срединно-океанический хребет (Восточно-Тихоокеанский) — Гавайские острова — вулканические острова поднятия Дарвина (Маракушев, Перчук, 1975). Бесспорно, что эта аналогия не может быть полной, поскольку в Афаре рифтогенный процесс менее интенсивен и идет в континентальных условиях, однако по тектоническому режиму, тенденции геодинамического развития она представляется возможной.

Поскольку связь осевых вулканических хребтов Афара со срединно-океаническими хребтами представляется убедительной, а континентальные и океанические рифты рассматриваются в качестве различных стадий единого процесса — рифтогенеза (Хаин, 1976, 1979; Милановский, 1976; Грачев, 1977, и др.), то логическим продолжением этой корреляции следует признать поиск аналогов обширных, ныне тектонически пассивных, океанических плит. Возможными их аналогами, не по типу современного строения, а по направленности тектонического режима, ближе всего в структуре Афара им отвечают внеосевые площади, характеризующиеся меньшей тектонической активностью. В Афаре, где процесс рифтогенеза шел в ослабленном виде по сравнению с океаном эти площади сохранили континентальную кору в утоненном виде. В океане же последняя, вероятно, полностью «перерабатывается» или замещается и лишь местами сохраняются останцы ее в виде Сейшельских островов, о. Сокотра, плато Рокколл и др. Если бы в Афаре рифтогенез прошел более интенсивно на этапе формирования главной впадины (N_1), то в период формирования осевых вулканических хребтов в плиоцен-четвертичное время образования океанической коры следовало бы ожидать на большей площади в первую очередь там, где она в настоящее время лишь утонена. В этом случае также можно было бы ожидать отторжения континентальных блоков Данакильских гор, Айша, Таджура.

Следует отметить, что если аналогия осевых вулканических хребтов Афара со срединно-океаническими хребтами представляется убедительной, то корреляция окраинных частей Афара с океаническими плитами, точнее, с теми их частями, в которых полосовые магнитные аномалии менее четко проявлены, в значительной мере дискуссионна и ставится нами в плане обсуждения. Интересно отметить, что и в Афаре магнитные аномалии нечеткие и развиты фрагментарно.

Изменение состава вулканизма в осевых вулканических хребтах Афара служит хорошим индикатором динамики эндогенного режима, проявленной в миграции уровня генерации магм. При этом могут быть выделены восходящая и нисходящая ветви эндогенного режима рифтовых зон. Режим восходящего развития выражается в появлении щелочного вулканизма на ранней стадии рифтогенеза и смене его слабодифференцированным базальтоидным (толентовым) на поздней. Эта ветвь характеризует активную деструктивную геодинамическую обстановку (осевые трого Красного моря и Аденского залива). Напротив, смена толентового вулканизма щелочным при нисходящей ветви указывает на увеличение глубины генерации магмы и угасание тектонической активности. В эту стадию вступили осевые вулканические хребты Афара и

океанические острова типа Гавайских в океанах. Эндогенный режим нисходящей ветви пассивный, по-видимому, остаточный и не приводит к активному расширению.

РОЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ АФАРА В ПОНИМАНИИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ СХОДНЫХ ДЕСТРУКТИВНЫХ СТРУКТУР

Особенности эволюции земной коры Афара выходят за рамки региональной значимости и представляют интерес при рассмотрении проблемы развития внутриконтинентальных и краевых морей. Установленные здесь процессы деструкции земной коры могут быть распространены на развитие внутренних морей типа Тирренского, Эгейского, Черного и др. (Хаин, 1976; Хаин, Левин, 1978), а также окраинных морей в зонах активных континентальных окраин: Охотского, Японского, Берингова и Юго-Восточной Азии, для объяснения природы которых в последнее время все больше привлекается механизм деструкции континентальной коры, в основных чертах близкий рассмотренному нами для Афара и Красного моря (Марков и др., 1979).

Роль деструктивного типа в эволюции земной коры резко возрастает, если учесть, что сходные процессы имеют также большое значение в развитии пассивных континентальных окраин.

Кроме того, особенности строения и развития Афара способствуют пониманию природы деструктивных структур в геологическом прошлом и, в частности, рифтовых структур Западной Сибири и, вероятно, палеорифтов (авлакогенов) Западной Европы. В отличие от линейных или щелевых рифтов, в которых эндогенная энергия рассеивается вдоль узких зон, эти области характеризуются обширным латеральным растяжением, не глубоко залегающей аномальной мантией, существованием разноориентированных, часто парно сопряженных осей (центров) расширения, рассеянным проявлением эндогенной энергии. Подобный расщепленный режим эндогенной энергии, по мнению В. В. Белоусова (1974), создается в тех случаях, когда литосфера к моменту его проявления еще недостаточно консолидирована.

Рассеянные на большей площади грабены Западной Сибири по своей геодинамической обстановке, эндогенному режиму потенциально были наиболее близки к образованию коры океанического типа. В этом смысле они как нельзя точнее охарактеризованы В. В. Белоусовым (1978), назвавшим их «неудавшимся» океаном. В случае Афара, зрелая континентальная кора которого сформировалась еще в докембрии, такой расщепленный режим возник в результате раздробления литосферы в месте пересечения трех рифтов. Мозаичное сочленение векторов напряжений создало неустойчивое динамическое состояние литосферы, способствовавшее рассеянному проявлению эндогенного процесса. В отличие от Западной Сибири в Афаре, особенно в его северной части (Данакильская впадина), океан «удался», но он проявился здесь в «схлопнутом» варианте.

Таким образом, геодинамическая обстановка формирования структур Афара является специфической для целой группы структур, характеризующейся проявлением рассеянного эндогенного режима.

ВЫВОДЫ

1. Эволюция земной коры в областях активного континентального рифтогенеза проявлена в деструкции континентальной коры и новообразовании океанической.

2. Деструкция происходит путем растяжения континентальной коры, внедрения в нее даек основного и ультраосновного состава, приводящего

к изменению ее геофизических параметров в сторону приближения их к характеристикам базальтового слоя земной коры.

3. Особенности вулканизма и динамика развития зоны сочленения рифтов Красного моря, Аденского залива и Восточной Африки позволяют видеть в осевых вулканических хребтах Афара аналоги океанических рифтов в их «континентальном» варианте.

4. Пример Афара дает возможность наметить начальные стадии развития структур мозаичного строения, характеризующиеся сложной геодинамической обстановкой, проявлением рассеянного эндогенного режима и являющихся одной из специфических форм деструкции континентальной коры.

Литература

- Белоусов В. В. Об эндогенных режимах материков.— Геотектоника, 1974, № 3.
Белоусов В. В. Эндогенные режимы континентов. М., «Мир», 1978.
Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л., «Недра», 1977.
Казьмин В. Г. Структурная эволюция рифтов Красноморско-Аденского региона.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 3.
Колман Р. Г., Хэдли Д. Г., Флек Р. Г., Хедж К. Т., Донато М. М. Миоценовые офиолиты Тихама — Азир и их генезис в связи с образованием Красного моря.— В сб.: Тектоническое развитие коры и разломы. М., «Наука», 1979.
Короновский Н. В. Молодой вулканизм Эфиопии и Йемена.— Вестн. МГУ. Геология, 1971, № 3.
Логачев Н. А. Вулканизм и тектоника Кенийской рифтовой зоны.— Геотектоника, 1974, № 3.
Логачев Н. А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М., «Наука», 1977.
Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли (геология, геохимия, геофизика), вып. 2. Изд-во МГУ, 1975.
Марков М. С., Пуцаровский Ю. М., Тильман С. М., Федоровский В. С., Шило Н. А. Тектоника Востока Азии и дальневосточных морей.— Геотектоника, 1979, № 1.
Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., «Недра», 1976.
Муратов М. В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного.— Геотектоника, 1972, № 5.
Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975.
Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А. и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.
Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5.
Перфильев А. С. Формирование континентальной коры и металлогения.— Геотектоника, 1977, № 5.
Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н., Разницын Ю. Н., Шмидт О. А. Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей.— Геотектоника, 1977, № 5.
Хашн В. Е. Деструктивный тектогенез и его глобальное проявление.— В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. Докл. сов. геологов на XXV сессии Междунар. геол. конгресса. М., «Наука», 1976.
Хашн В. Е. Тектоника плит и пути дальнейшего развития теории глобального тектогенеза.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1979, № 4.
Хашн В. Е., Левин Л. Э. Тектонические типы окраинных и внутренних морей с океанической и субокеанической корой.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1978, № 6.
Afar Depression of Ethiopia.— Inter-Union Commis. on Geodyn. Sci. Rep., v. 1, No. 14, Stuttgart, 1975.
Afar Between Continental and Oceanic Rifting.— Inter-Union Commis. on Geodyn. Sci. Rep., v. 2, No. 16, Stuttgart, 1976.
Barberi F., Varet J. Volcanism of Afar: small scale plate tectonics implications.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, No. 9.
Barberi F., Varet J. The Afar rift junction, In: Tectonics and Geophys. Contin. Rifts, V. 2. Proceed. of the NATO, Dordrecht e. a., 1978.
Boucarut Marc, Clin M., Thibault C. Prolongement du rift d'Aden en Republique de Djibouti. Structures superposees dans l'etude des points tectoniques triples.— C. R. Acad. Sci. Paris, 1978, t. 287, D. 287, No. 7.
Burek P. J. Zur Entwicklung von Riftsystemen im Frühstadium (Helung — Spaltung — Vulkanismus — Spreading) am Beispiel der Afar Senke.— Geol. Rundschau, 1978, B. 67, No. 2.
Christiansen T. B., Schaefer H. U., Schönfeld M. Geology of southern and central Afar, Ethiopia. Sci. Rept. Inter-Union Commis. Geodyn., 1975, No. 14.
Charpal O., Guennoc P., Montadert L., Roberts D. G. Rifting, Crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay.— Nature, 1978, v. 275.

- Davies D., Tramontini C.* The deep structure of the Red Sea.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, (A) 1970, v. 267.
- Fairhead J. D., Girdler R. W.* The seismicity of the Red Sea, Gulf of Aden and Afar triangle.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, (A) 1970, v. 267.
- Harrison C. G. A., Bonatti E., Stieltyes L.* Tectonism of axial volleys in spreading centers: data from the Afar Rift.— Sci. Rept. Inter-Union Commis. Geodyn., 1975, No. 14.
- Jones Peter W.* Petrology and age of the Ethiopian trap basalts.— Ann. Rept. Inst. Afr. Geol. and Dep. Earth Sci. Univ. Leeds, 1976 (1977), No. 20.
- Makris J., Menzel H., Zimmerman J. and Goin P.* Gravity field and crustal structure of north Ethiopia.— Sci. Rept. Inter-Union Commis. Geodyn., 1975, No. 14.
- Merla G., Abbate E., Canuti P., Sagri M., Tacconi P.* Geological map of Ethiopia and Somali. Scale 1 : 2 000 000. Consiglio Nazionale Delle Ricerche — Italy, 1973.
- Milanovsky E. E.* Some problems of rifting development in the Earth's history.— In: Tectonics and Geophys. Contin. Rifts, v. 2. Proceed. of the NATO. Dordrecht e. a., 1978.
- Mohr P. A.* Structural setting and evolution of Afar.— Sci. Rept. Inter-Union. Commis. Geodyn., 1975, No. 14.
- Mohr P. A.* Afar. Ann. Rev. Earth. Planet. Sci., 1978, No. 6.
- Morton W. H., Black R.* Crustal attenuation in Afar.— Sci. Rept. Inter-Union. Commis. Geodyn., 1975, No. 14.
- Nassief A. O., Gazzaz M. A., Bakor A. Y., Bakashwin M. A., Heikel M., Arno' V., Barberi F., Di Paola G. M., Ferrara G., Giuliani A., Marinelli G., Rosi M., Santacroce R.* Recent Basaltic Activity along the Red Sea Coast: The Al Birk Lava Field in Saudi Arabia. Intern. Symp. Geodynamic evolution of the Afro-Arabian rift System, abstracts, Rome, 1979.
- Piccirillo E. M., Justin-Visentin E., Zanettin B., Joron J. L., Treuil M.* Geodynamic Evolution from Plateau to Rift: Major and Trace Element Geochemistry of the Central Eastern Ethiopian Plateau Volcanics.— Neues Jhrb. Geol. Paläontol. Abhandl., 1979, v. 158, No 2.
- Schaefer H. U.* Investigations on crustal spreading in southern and central Afar (Ethiopia).— Sci. Rept. Inter-Union Commis. Geodyn., 1975, No. 14.
- Treuil M., Varet J.* Criteres volcanologiques, petrologiques et geochimiques de la genese et de la differenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar.— Bull. Soc. Geol. France, 1973, v. 15, No. 5—6.

ВНИИЗарубежгеология
Москва

Статья поступила
5 сентября 1979 г.

УДК 551.25

Г. Н. САВЕЛЬЕВА, С. А. ЩЕРБАКОВ, Е. А. ДЕНИСОВА

**РОЛЬ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ
ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ДУНИТОВЫХ ТЕЛ В ГАРЦБУРГИТАХ**

Рассмотрены структурные соотношения дунитовых жил, полосчатости, уплощенности и линейности гарцбургитов. Ортогональная сетка дунитовых жил формировалась в системе сопряженных сдвигов (взбросо-сдвигов) при образовании крупномасштабной складки гарцбургитов. Остаточные деформационные макро- и микроструктуры в гарцбургитах и дунитах отражают высокотемпературные пластические деформации, которые осуществлялись преимущественно путем внутрикристаллического скольжения. В оливине гарцбургитов установлены две системы скольжения: ранняя — $(101) [010]$ и поздняя — $\{0kl\} [100]$. Последняя система четко проявлена также и в оливине дунитов. Пластические деформации гарцбургита связываются с образованием и подъемом мантийного диапира.

Широкое развитие деформационных структур в альпинотипных гарцбургитах и лерцолитах послужило основанием для выделения в нижних частях классических офиолитовых разрезов серии «тектонизированных ультрабазитов» (Пейве, 1969; Davies, 1971; Geotimes, 1972; Coleman, 1977, и др.). Это определение прочно вошло в петролого-геологические работы, однако изучение деформационных структур ультрабазитов, их кинематическая и динамическая интерпретация начаты сравнительно недавно (Raleigh, 1968; Carter, 1971; Nicolas, Poirier, 1976, и др.). В результате этих исследований были получены характеристики динамического режима тех областей, где происходит формирование ультрабазитов. Объединение структурных наблюдений с петрологическими показало также, что образование ряда пород ранних серий офиолитовой ассоциации и перестройка минеральных парагенезисов ультрабазитов сопровождаются их высокотемпературной пластической деформацией (Nicolas, Boudier, 1975; Juteau et al., 1977; Савельева, Степанов, 1979, и др.). Следовательно, установление пространственной и временной связи деформационных процессов с магматическими и метасоматическими необходимо при обосновании той или иной модели генезиса ультрабазитов. Одним из дискуссионных вопросов петрологии является вопрос о происхождении дунитов; образование дунитовых тел в гарцбургитах объяснялось внедрением дунитовой магмы, метасоматическими процессами с привносом MgO («оливинизацией» гарцбургита) или выносом SiO_2 («депироксенизацией» гарцбургита). В предлагаемых моделях практически не рассматривалась динамическая обстановка формирования дунитов.

В настоящей статье сделана попытка установить взаимосвязь ориентировки дунитовых тел с крупномасштабными структурами пластического течения в гарцбургитах и сравнить остаточные деформации в дунитах и гарцбургитах.

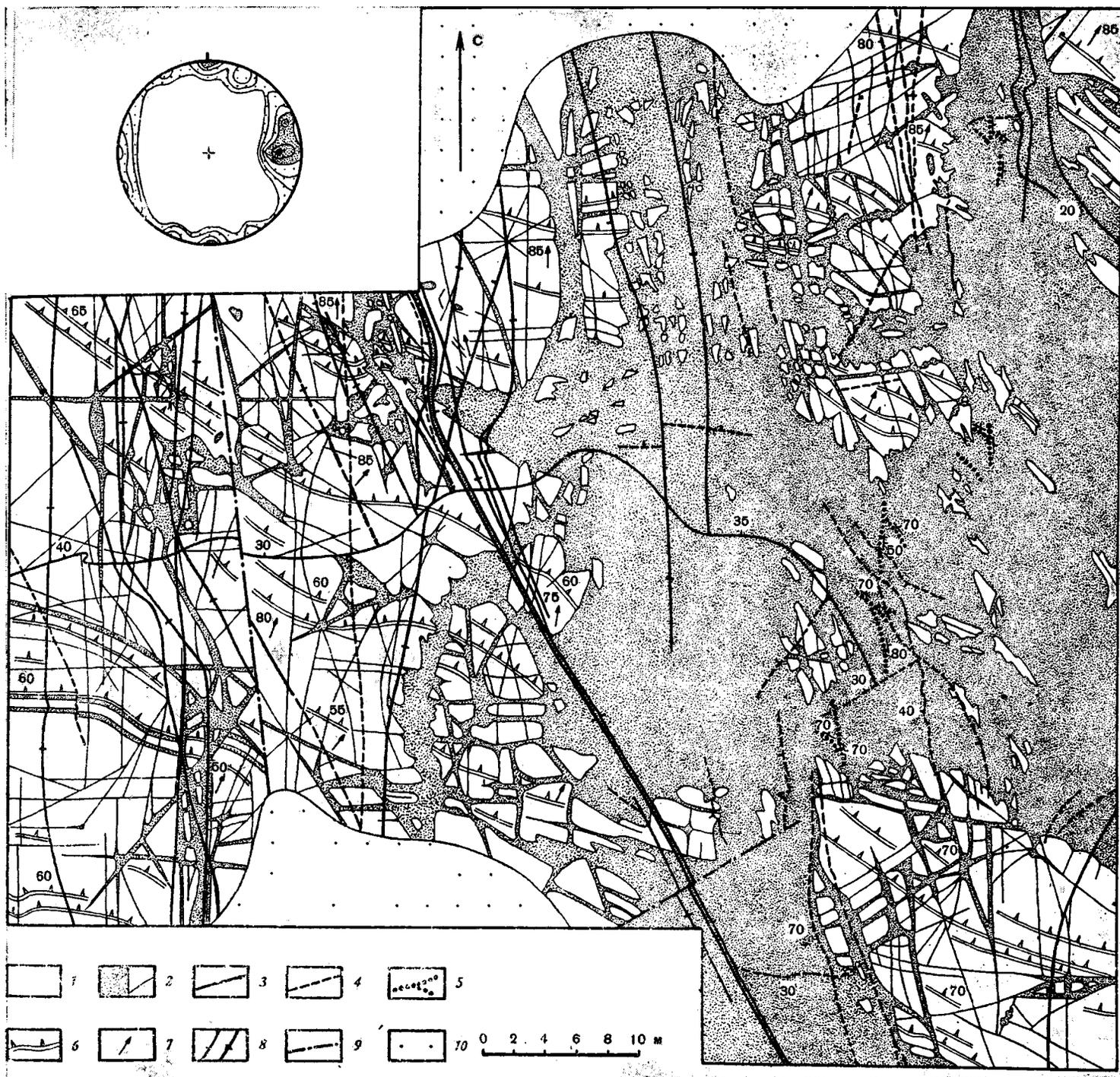


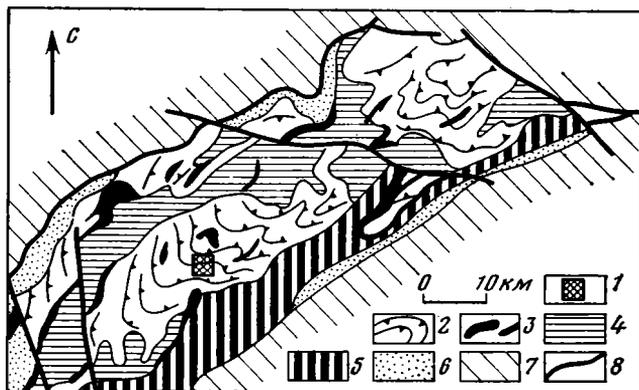
Рис. 2. Геологическая карта участка. В левом верхнем углу — диаграмма ориентировки полюсов дунитовых жил (стереографическая проекция нижней полусферы), 350 замеров, изолинии 1—3—5—10—15%. 1 — гарцбургиты, 2 — дуниты (сплошной тонкой линией показаны жилы мощностью менее 0,5 м), 3 — вебстериты, 4 — диопсидиты, 5 — хромиты, 6 — ориентировка линейности, 8 — наклонное и вертикальное залегание жил, 9 — тектонические нарушения, 10 — четвертичные отложения

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА УЧАСТКА

Нами рассмотрены материалы, собранные в северной части Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) на участке, где гарцбургиты слагают тело размером 60×30 км, мощность которого нарастает в юго-восточном направлении до 6—8 км. Гарцбургиты принадлежат нижней части разреза наиболее мощного Пайерского покрова офиолитов и перекрываются в юго-восточном направлении породами дунит-верлит-клинопироксенитовой серии и габбро (Савельев, Савельева, 1977). Внутренняя структура гарцбургитового тела устанавливается при картировании по-

Рис. 1. Схематическая геологическая карта северной части Войкаро-Сыньинского массива.

1 — участок детальных работ, 2 — гарцбургиты, показана ориентировка полосчатости, 3 — дуниты, 4 — оливин-антигоритовые породы, 5 — габбро, клинопироксениты, верлиты, 6 — амфиболиты, 7 — осадочно-вулканические породы раннепалеозойского возраста, 8 — разломы



полосчатости, линейности и, в меньшей степени, уплощенности минералов. Полосчатость, обусловленная неравномерным распределением энстатита по системе субпараллельных «прослоев» (от 5 до 85%, при среднем содержании энстатита около 20—25%), очерчивает разномасштабные линейные складки, оси которых ориентированы в субмеридиональном — северо-восточном направлениях.

Главная крупномасштабная структура представляет собой желобо-видную складку с крутопадающей осевой плоскостью, ориентированной на северо-восток, вдоль простираения массива; падение полосчатости направлено от контактов массива к его приосевой части; центриклинальное замыкание складки в южной части тела четко выражено (рис. 1) (Савельев, Савельева, 1977). Уплощенность минералов в гарцбургитах примерно совпадает с осевой плоскостью складки, линейность агрегатов энстатита и хромшпинелида имеет крутое северо-восточное склонение. Складки мелких порядков, осложняющие эту структуру, близки к ней по форме.

При картировании массива на разных его участках было установлено, что дунитовые тела, как правило, приурочены к приосевым зонам складок в гарцбургитах и, в то же время, дуниты всегда пересекают гарцбургитовую полосчатость (Савельева, 1977). Дунитовые тела окружены ореолом дунитовых жил, которые сопровождаются жилами энстатитов, вебстеритов и диопсидитов. Одно из мелких тел, окруженное сетью дунитовых и пироксенитовых жил, закартировано нами на участке центриклинального замыкания крупномасштабной складки, близко к ее приосевой зоне (рис. 2). Изученные соотношения гарцбургитов, дунитов и пироксенитов типичны для всего массива, независимо от масштаба дунитовых тел, например для дунитового тела размером около 5 км^2 , вскрытого в приосевой зоне той же складки (см. рис. 1).

В пределах участка полосчатость гарцбургитов имеет субширотное простираение, с пологими изгибами — азимут падения полосчатости меняется от 340 до $30-40^\circ$, углы падения — от 45 до 75° . Четкая линейность, образованная агрегатами энстатита и цепочками хромшпинелида

с редкими зернами диопсида, имеет крутое (под углами до $80-85^\circ$) склонение к северо-северо-востоку, располагаясь в осевой плоскости крупномасштабной складки и под углом к плоскости полосчатости.

Полосчатость пересекают дуниты, образующие тело приблизительно изометрической формы в плане, размером 40×45 м. Границы дунитового тела определяются расположением крутопадающих дунитовых жил

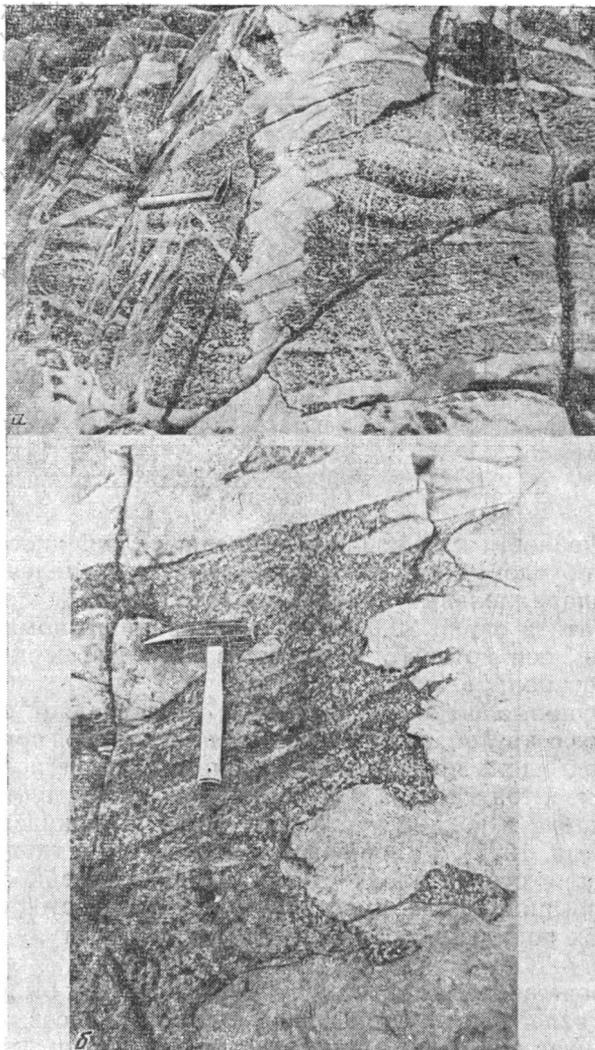


Рис. 3. Жилы дунита, секущие полосчатый гарцбургит (а), и реликтовый блок гарцбургита в дуните (б)

преимущественно меридионального и широтного, а также, в меньшей степени, юго-восточного простираний. Из рис. 2 видно, что по мере возрастания мощности и густоты жил гарцбургиты расчленяются на все более уменьшающиеся блоки, вначале прямоугольные (рис. 3, а), а затем причудливо-неправильные, с извилистыми очертаниями (рис. 3, б). В мелких блоках (10×30 см), «плавающих» в дуните, иногда видно исчезновение полосчатости и появление такситовой структуры, обусловленной «сгустковым» распределением энстатита.

Жилы преобладающих систем ориентированы в нескольких направлениях:

меридиональные, вертикальные и падающие по азимуту 270° под углом $70-80^\circ$, наиболее распространенные, самые протяженные, мощностью до $2-3$ м, а по удалении от дунитового «ядра» уменьшающиеся до $5-10$ см, с ровными прямолинейными границами;

широтные, вертикальные и падающие по азимуту 180° под углом $70-80^\circ$ или 360° под углом 80° , мощностью до 50 см, обычно $3-5$ см, с ровными прямолинейными границами, иногда с раздувами на пересечении существенно энстатитовых полос;

юго-юго-восточного простирания, с падением по азимуту $240-250^\circ$ под углом $70-80^\circ$, мощностью до 1 м, часто с раздувами и неровными фестончатыми границами;

Жилы, **параллельные полосчатости гарцбургитов** или с той же ориентировкой простирания, но более крутым углом падения, по азимуту $350-20^\circ$ под углами $60-80^\circ$, мощностью от $0,5$ см до нескольких сантиметров, с ответвлениями, пересекающими полосчатость.

Жилы других направлений (азимуты простирания $10-20$ и $50-60^\circ$) субвертикальные, обычно маломощные и быстро выклинивающиеся. В дунитовом теле также прослеживаются дунитовые жилки с азимутами простирания 120 , 80 и 10° и мощностью $1-3$ см, пересекающие скопления хромита, реже диопсидовые жилы.

Таким образом, преобладают крутопадающие дунитовые жилы с прямолинейными резкими границами, образующие ортогональную решетку (первая и вторая системы), и ветвящиеся жилы с фестончатыми границами (третья система). При этом по морфологии первая группа жил напоминает сколовые образования, а вторая — имеет характер отрыва.

Контакт между дунитами и гарцбургитами обычно резкий, без следов какого-либо дробления или изменения зернистости минералов обеих пород. Пересекая полосчатость, дунитовые жилы не смещают ее; в блоках гарцбургитов среди дунитов полосчатость также сохраняет свою ориентировку (см. рис. 2). В редких случаях в дуните у контакта с гарцбургитами присутствуют скопления энстатита или его отдельные зерна, сохранившие направление полосчатости, в других, более типичных, — дуниты, секущие полосчатость, образуют вдоль нее короткие жилообразные затеки или раздувы на месте существенно энстатитовых полос. В центральных частях дунитовых жил встречаются цепочки мелкозернистого хромшпинелида, ориентированные, как правило, согласно с контактами жилы. Наиболее крупные скопления густовкрапленного хромшпинелида приурочены к центральной части дунитового тела (см. рис. 2). Они образуют серию кулисообразно расположенных крутопадающих линз ($5 \times 0,5$ м), сильно вытянутых по азимуту $340-350^\circ$ с падением на восток (почти параллельно преобладающей ориентировке дунитовых жил), которые сопровождаются более мелкими крутопадающими сегрегациями с азимутом простирания $110-115^\circ$ и падением на север. Хромиты рассекаются маломощными ($2-4$ см) дунитовыми жилками субширотного простирания, которые прослеживаются и в дунитовом теле, вмещающем хромиты.

Пироксениты, секущие дунитовые жилы, представлены преимущественно вебстеритами и ярко-зелеными диопсидитами; энстатититы здесь развиты незначительно. В распределении жил по отношению к дунитовому телу намечается некоторая закономерность. Энстатититы наиболее удалены от дунитового «ядра» (за пределами откартированного участка) и образуют либо зональные оторочки вокруг дунитовых жил (в системе полосчатости или меридиональных), либо субмеридиональные плейчатые жилы, наклоненные на запад. Вебстериты распределены на периферии дунитового тела или пересекают его; диопсидиты встречаются

ся чаще непосредственно среди дунитов. Вебстериты образуют наиболее мощные (до 0,5 м) и протяженные прямолинейные жилы, крутопадающие, с азимутом простираения 150 и 170—180°, а также субширотные с падением на север под углом 30—45°. Диопсидиты, как правило, слагают извилистые маломощные (2—4 см) жилки субмеридионального и юго-восточного простираений.

Диопсидовые и вебстеритовые жилы пересекают энстатитовые; наблюдалось также явное замещение диопсидом энстатита и цементация диопсидом растянутой энстатитовой жилы. Характерна неравномерная зернистость пироксенитов, причем мелкозернистые разновидности обычно приурочены к центральной части, а пегматоидные — к зальбандам жил. Широко распространены зональные жилы: дунитовые в центре, сменяющиеся к контактам вебстеритовыми и далее — диопсидовыми; иногда дуниты развиваются вдоль контактов пироксенитовых жил. Резкая смена зон различного состава наблюдается как вкрест, так и по простираению жил.

Рассмотренные соотношения пород указывают на многостадийность процесса формирования жильного комплекса в гарцбургитах. В то же время резкое преобладание пересечений дунитовых жил вебстеритовыми и последних — диопсидовыми показывает, что образование жильного комплекса начиналось с развития дунитов и завершалось диопсидовыми жилами.

Анализ структурного рисунка жил на участке по методу Н. Н. Хераскова (1977) показывает, что жилы располагаются в системе сопряженных левых и правых взбросо-сдвигов соответственно субмеридионального и субширотного простираений. Направление главного сжимающего напряжения при формировании этой системы было ориентировано в субгоризонтальной плоскости по азимуту 135—145°. Близко к этому направлению ориентированы дунитовые жилы с извилистыми границами, предположительно имеющие характер отрывов; преобладающие меридиональные и широтные жилы ориентированы соответственно под углом 45—55° к этому направлению. Закономерная ориентировка ортогональной сетки дунитовых жил, повернутая на 45° по отношению к осевой плоскости крупномасштабной складки в гарцбургитах, позволяет связать процессы образования складки и жил в единый этап деформации, т. е. пластическая деформация сопровождалась хрупкими деформациями сдвигового (сколового) характера. Система сдвигов представляла собой зоны повышенной проницаемости, вдоль которых и происходила перестройка минеральных парагенезисов гарцбургитов (лерцолитов). Эта перестройка могла осуществляться различными путями, рассмотрение которых не входит в задачи нашей работы. Мы отметим лишь, что отсутствие вращения гарцбургитовых «ксенолитов» в дунитах (сохранение постоянной ориентировки полосчатости), анализ соотношения петрографических разновидностей пород и их зернистости в жилах, особенно зональных, позволяет считать наиболее вероятным механизмом образования жил инфильтрационный метасоматоз.

При подтоке мантийных флюидов метасоматоз мог проходить в значительной степени за счет мобилизации вещества самих гарцбургитов (лерцолитов): выщелачивания из них кремнезема, глинозема, окиси кальция с образованием дунитов (и хромитов) на месте гарцбургитов (раздувы дунитовых жил на пересечении энстатитовых полос как следствие такого выщелачивания) и последующего отложения вынесенных элементов в минералах пироксенитовых жил. В то же время возможным было также частичное плавление гарцбургитов — лерцолитов в локальных участках. Решение этого вопроса требует детального анализа состава минеральных парагенезисов жил и расчета общего баланса вещества на участках, подобных рассматриваемому, что является предметом наших дальнейших работ.

ПЕТРОГРАФИЯ ГАРЦБУРГИТОВ И ДУНИТОВ

Микроскопическое изучение пород проводилось в ориентированных шлифах, равномерно отобранных по всему участку. Для получения максимальной информации о структуре и текстуре пород шлифы изготавливались в трех взаимно перпендикулярных плоскостях — горизонтальной и двух вертикальных, из которых одна, наиболее информативная, перпендикулярна к уплощенности минералов и содержит линейность.

Состав и структура гарцбургитов участка типичны для всего массива, однако здесь наблюдается неравномерное и в целом повышенное содержание диопсида — до 5%; локально, на участках неправильной фор-

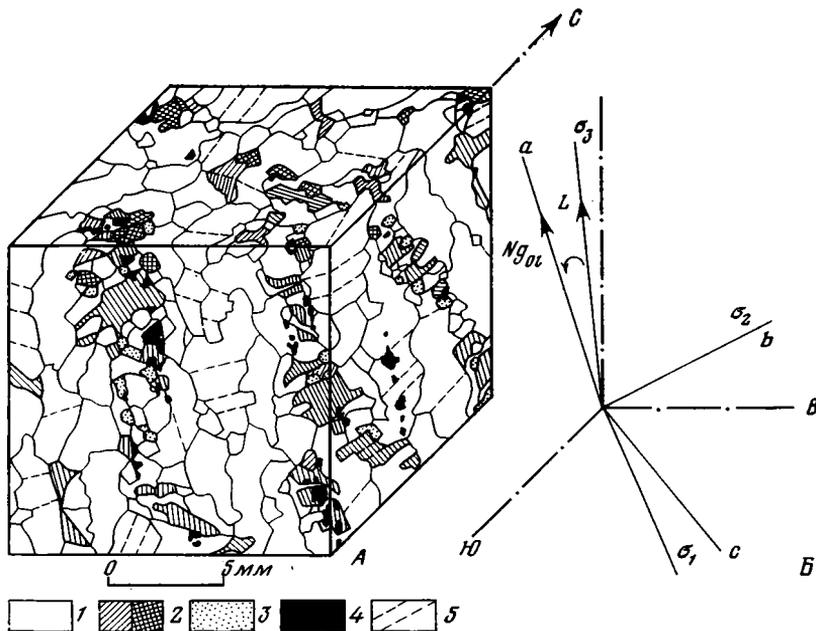


Рис. 4. А — блок-диаграмма структуры гарцбургита по зарисовкам шлифов в трех взаимно перпендикулярных плоскостях. 1 — оливин, 2 — энстатит, 3 — диопсид, 4 — хромшпинелид, 5 — границы полос излома. Б — схема соотношения осей эллипсоида деформации ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) и кинематических направлений пластической деформации (a, b, c). L — линейность

мы размером 2—5 m^2 , — до 10—15%, так что порода переходит в лерцолит. Степень серпентинизации незначительна — до 30%; серпентин представлен петельчатыми прожилками слабо плеохроирующего хризотила (без магнетита), равномерно пронизывающего всю породу, и ее досерпентиновая структура видна отчетливо.

Отличительной чертой структуры является разномерность минералов и четкая линейность — агрегатная ($En + Di + Ol + Chr, Chr + Di$), линейность растягивания энстатита (pullapart lineation) и мономинеральная — оливина.

Оливин Fo_{91-90} (75—80%) в главной массе образует слабоуплощенные зерна (средний размер $5,0 \times 1,5 \times 2,5$ мм), вытянутые субвертикально, как правило, с крутым склонением к северо-востоку. В оливине наблюдаются полосы излома (kink-bands), представляющие зоны внутри единого зерна, кристаллическая решетка которых повернута относительно соседних зон на угол до 15° . Границы полос излома в вертикальной плоскости имеют преобладающую субгоризонтальную ориентировку, поперек удлинения оливина. Рядом со скоплениями пироксенов и хромшпинелида (в агрегатах) оливин образует мелкие, изометричные полиго-

нальные зерна размером 0,3—0,5 мм, а также резко ксеноморфные зерна, развивающиеся в интерстициях энстатита. Форма мелких оливинов — коленообразное сочетание вытянутых вертикальных и коротких субгоризонтальных участков, — очевидно, обусловлена тем, что этот оливин цементировал растянутые зерна энстатита при субвертикальном движении вещества (рис. 4).

Энстатит En_{92-94} (20—25%) представлен таблитчатыми зернами размером 2—4 и 0,5—0,8 мм. Крупные зерна, нередко с диопсидовыми ламеллями в центральной части, обычно окружены более мелкими энстатитами. Агрегаты энстатитовых зерен, к которым приурочены мелкий диопсид (0,5 мм) и ксеноморфный хромшпинелид, вытянуты субвертикально, с крутым склонением к северо-востоку, так же как и крупный оливин (см. рис. 4). В то же время оси c крупных энстатитов наклонены к северо-востоку более полого, чем агрегатная линейность. В этих зернах наблюдаются субгоризонтальные полосы излома и по их границе — резкие перегибы ламеллей. Другой тип деформации энстатитов заключается в их растягивании вдоль агрегатной линейности с образованием на месте крупного зерна цепочки мелких зерен, укороченных по оси c . Промежутки между такими зернами выполнены мелким ксеноморфным оливином, который, очевидно, более пластичен, чем энстатит.

Проведенные микроскопические наблюдения значительно дополняют полевые материалы по характеристике линейности и уплощенности (repetitive structures), которым подчинена морфология зерен и их агрегатов в гарцбургите и которые возникли в процессе его пластической деформации.

В дунитах подобные структуры макроскопически проявляются только в виде цепочек хромшпинелида, однако под микроскопом, в ориентированных шлифах, линейность оливина видна очень четко; менее заметна уплощенность. Так, в дунитах из центральной части тела и различно ориентированных жил (см. рис. 2) постоянно наблюдается субвертикальная или крутая северо-восточная ориентировка длинных осей оливиновых зерен (6×2×3 мм), с которой согласны цепочки хромшпинелидов. Так же как и в гарцбургитах, границы полос излома в вертикальной плоскости имеют в основном субгоризонтальную ориентировку, поперек удлинения оливиновых зерен.

МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

Микроструктурный анализ показал, что оливин гарцбургитов и дунитов обладает отчетливой ориентировкой осей оптической индикатрисы (рис. 5). В гарцбургитах проявлены две системы ориентировки оливина: 1 — хорошо выраженный пояс $Ng-Nm$, расположенный перпендикулярно максимуму Np (направление [010]), 2 — менее четкий пояс $Np-Nm$ с максимумом Ng (направление [100]). Границы полос излома перпендикулярны Ng (рис. 5, а, в).

В ориентировке энстатита проявлен максимум Ng (направление [001]), совпадающий с Ng оливина, и более слабый максимум Np , также совпадающий с максимумом Np оливина. Границы полос излома в энстатите перпендикулярны Ng (рис. 5, б).

В дунитах из субвертикальных взаимно перпендикулярных жил оливин обладает очень четкой оптической ориентировкой с точечным максимумом $Ng=[100]$ и перпендикулярным к нему хорошо выраженным поясом $Np-Nm$ (рис. 5, г, д). Как и в оливине гарцбургитов, границы полос излома перпендикулярны Ng .

Упорядоченность оптической ориентировки оливина может быть обусловлена различными причинами: ориентировкой кристаллов в потоке магмы (Brothers, 1959), пластической деформацией, которая осуществляется либо путем рекристаллизации (Avé Lallemant, Carter, 1970),

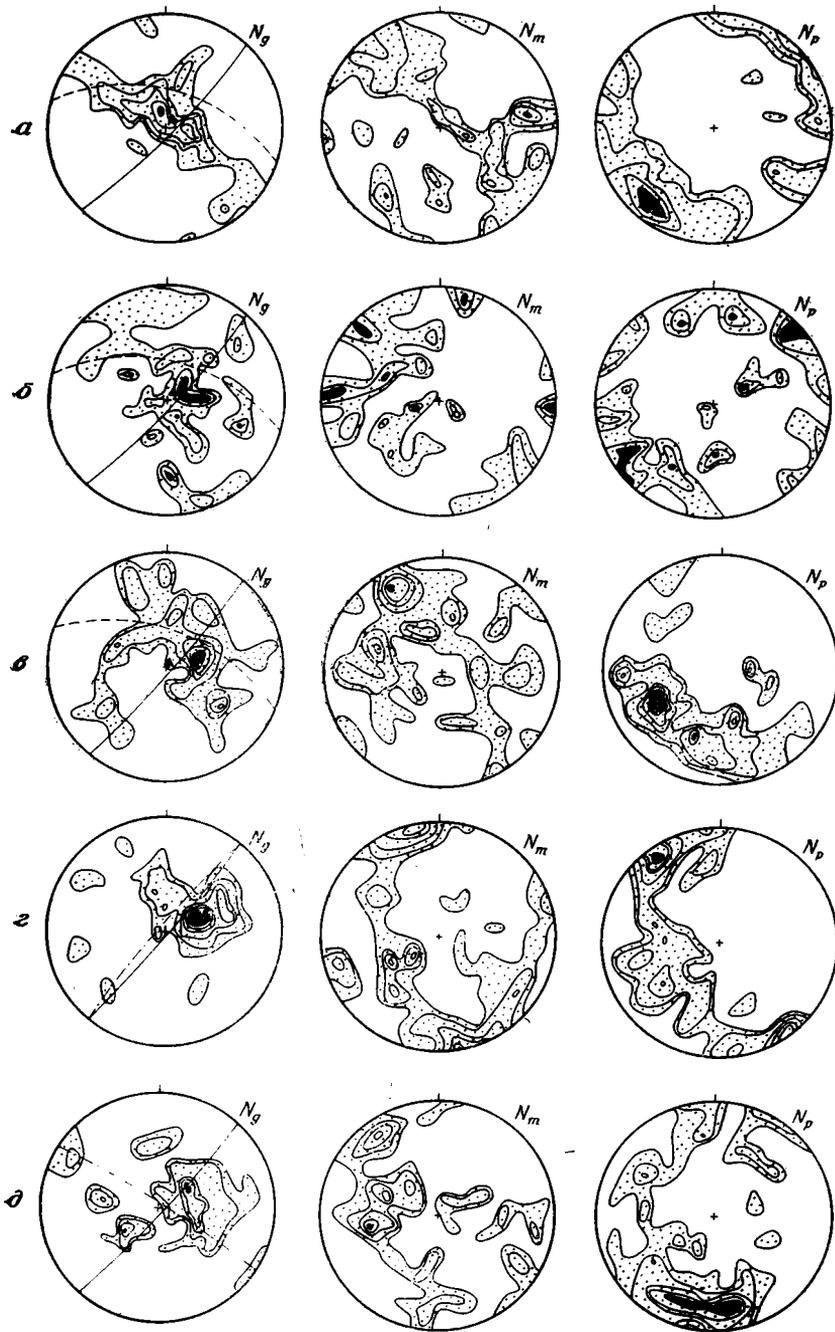


Рис. 5. Диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы минералов гарцбургитов и дунитов (стереографическая проекция нижней полусферы). Сплошной линией показана ориентировка уплощенности оливина, пунктиром — полосчатости гарцбургитов, пунктиром с точкой — дунитовых жил, треугольником — агрегатной линейности.

Гарцбургиты: А — образец 12, 145 зерен оливина, изолинии 1—2—4—6—8%;
 Б — образец 12, 65 зерен энстатита, 1,5—3—4,5%;
 В — образец 6, 100 зерен оливина, 1—2—4—6—8%;
 дуниты: Г — образец 8, 125 зерен оливина, 1—2—4—6—8—10%;
 Д — образец 5, 120 зерен оливина, 1—2—4—6—8%

либо внутрикристаллическим скольжением (Raleigh, 1968). Для выяснения природы ориентирующего механизма мы привлекли наблюдения над текстурой и структурой породы на макро- и микроуровнях.

1. Рассмотренное выше соотношение полосчатости, линейности и уплощенности минералов в гарцбургитах, а также положение системы дунитовых жил в крупномасштабной складке гарцбургитов позволяет сделать вывод о том, что породы испытали пластическую деформацию.

2. Остаточные деформационные структуры устанавливаются также под микроскопом: в гарцбургитах развита линейность растягивания энстатита, формирующаяся в направлении течения при растаскивании зерен (Dagot, Boudier, 1975); мелкие ксеноморфные зерна оливина, выжатые в промежутки между растянутыми энстатитами и цементирующие их; четкие полосы излома в крупных зернах оливина и энстатита, образующиеся при трансляционном скольжении (Raleigh, 1968).

Таким образом, мы имеем основания считать, что установленные системы ориентировки оптических осей оливина также являются следствием пластической деформации породы. Этот вывод находится в соответствии и с экспериментальными данными: петроструктурный узор для оливина дунитов (см. рис. 5, *г*, *д*) аналогичен узору, полученному в экспериментах по деформации искусственного дунита, при величине деформации около 50% (Nicolas et al., 1973). Система, по которой происходило трансляционное скольжение в оливине, может быть определена при изучении полос излома. Преобладающее ортогональное расположение границ полос излома к оси Ng оливина, характер вращения кристаллической решетки внутри полос излома позволяют определить, что скольжение происходило в направлении $Ng = [100]$ по плоскостям $\{0kl\}$ — от $(001) \perp Nm$ до $(010) \perp Np$. Эта система скольжения $\{0kl\} [100]$, проявленная в дунитах и гарцбургитах, широко распространена в оливинах природных ультрабазитов и, согласно экспериментальным данным, активна при скоростях деформации от 10^{-10} до 10^{-14} $сек^{-1}$ и температурах $400-800^\circ C$ при 5 *кбар*. При меньших давлениях для того же интервала скоростей деформации требуются большие температуры.

Независимые сведения о температуре деформации были получены при изучении новообразованных минеральных парагенезисов в линейных агрегатах, формирующихся при пластическом течении гарцбургитов. Согласно хром-алюминиевому и двупироксеновому термометрам, температура образования мелких зерен пироксенов (с более низким содержанием Ca, Al и Sr, чем в крупных энстатитах) составляла $850-950^\circ$, а давление было меньшим, чем при кристаллизации крупных зерен (Савельева, Степанов, 1979).

Пространственная ориентировка этой системы в дунитах различно ориентированных жил одинакова и близка ориентировке той же системы в гарцбургитах: направление скольжения круто наклонено к северо-востоку, близко к направлению линейности в гарцбургитах. Взаимное расположение кинематических и динамических осей показывает, что внутризерновое скольжение сопровождалось вращением в направлении плоскости течения, а также определяет левосторонний характер вращения (см. рис. 4, *б*). Рассмотренная система скольжения общая для оливина, гарцбургитов и дунитов, секущих гарцбургитовую полосчатость, очевидно, является более поздней, чем система, проявленная только в гарцбургитах.

Существование в гарцбургитах более ранней системы ориентировки оливина с поясом $Ng-Nm$ и максимумом Np , возможно, обусловлено его трансляционным скольжением по системе $(101) [100]$.

Согласно экспериментам Ч. Янга (Young, 1969), эта система скольжения проявляется как активная при очень высокой температуре ($\geq 1300^\circ$). Пространственная ориентировка этой системы резко отличается от более поздней; скольжение здесь осуществлялось в субгоризон-

тальной плоскости, в направлении Np , ориентированной по азимуту $200-220^\circ$ под углом 10° ; плоскость (010) оливина в этой системе располагается под небольшим углом к плоскости полосчатости. Аналогичная ориентировка оливина в гарцбургитах северной части Войкаро-Сыньинского массива была отмечена Л. Г. Пономаревой и Н. Л. Добрецовым (1965). Эти следы субгоризонтального, вероятно высокотемпературного пластического течения отражают, по нашему мнению, наиболее глубокие условия деформации, где при общем высоком давлении субгоризонтальное сжатие было слабо проявленным, а направление σ_2 было субвертикальным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из рассмотренного материала следует, что гарцбургиты и дуниты испытали пластическую деформацию, отраженную в остаточных деформационных структурах на макро- и микроуровнях. Поле напряжений, обусловившее деформацию, характеризовалось постоянной ориентировкой оси главного сжатия (субгоризонтально северо-запад — юго-восток), а средняя и минимальная оси менялись во времени местами: на раннем этапе ось минимального напряжения (направление течения) была субгоризонтальной, на позднем этапе — субвертикальной. С поздним этапом деформации связано одновременное образование дунитовых жил, секущих гарцбургитовую полосчатость, и крупномасштабной желобовидной складки в гарцбургитах.

Синхронность образования дунитов с поздним этапом пластической деформации обосновывается тем, что ортогональная решетка жил и крупномасштабная складка в гарцбургитах представляют собой единую деформационную систему, формирующуюся в едином поле напряжений. Пространственная ориентировка системы скольжения в оливине дунитов и гарцбургитов — $\{0kl\}$ [100] подтверждает этот вывод: проведенные кинематический и динамический анализы указывают на субвертикальное течение вещества при сжатии, ориентированном субгоризонтально, в северо-западном направлении. Ярко выраженный этап пластического течения при субсолидусных температурах гарцбургита (судя по термометрам для новообразованных парагенезисов в линейных агрегатах) проходил при подъеме мантийного диапира. При этом высокотемпературные пластические деформации гарцбургитов сопровождалась хрупкими — система субвертикальных плоскостей, вдоль которых развивались жилы, представляла собой зоны концентрации напряжений и повышенной проницаемости. Эти зоны маркировали раскрывающиеся сдвиги, ориентированные преимущественно под азимутальным углом 45° к направлению главного сжатия. Условия для подобного раскрытия системы существовали в куполе поднимающегося мантийного диапира при уменьшающемся давлении нагрузки.

Литература

- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
Пономарева Л. Г., Добрецов Н. Л. Ориентировка оливина в гипербазитах массивов Бोरусского (Западный Саян) и Пай-Ер (Полярный Урал).— Геол. и геофизика, 1965, № 5.
Савельев А. А., Савельева Г. Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— Геотектоника, 1977, № 6.
Савельева Г. Н. Альпинотипные гипербазиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— В сб. «Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения». Тр. ИГГ УНЦ АН СССР, вып. 127. Свердловск, 1977.
Савельева Г. Н., Степанов С. С. Эволюция энстатитов при высокотемпературных деформациях гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 2.
Херасков Н. Н. Определение генезиса разломов на основе анализа сети разрывных нарушений в Западном Саяне и Туве (стресс-анализ).— Геотектоника, 1977, № 1.

- Avé Lallemant H. G., Carter N. L.* Syntectonic Recrystallization of Olivine and Modes of Flow in the Upper Mantle.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970, v. 81, № 8.
- Brothers R. N.* Flow orientation of olivine.— *Amer. J. Sci.*, 1959, v. 257, № 8.
- Carter N. L.* Static deformation on Silica and Silicates.— *J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, № 23.
- Coleman R. G.* Ophiolites — Ancient Oceanic Lithosphere? Springer-Verlag, Berlin — Heidelberg — New York, 1977.
- Darot M., Boudier F.* Mineral lineations in deformed peridotites: kinematic meaning.— *Petrologie*, 1975, t. 1, № 3.
- Davies H. Z.* Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua: an overthrust plate of oceanic mantle and crust.— *Austral. Bur. Miner. Resources Bull.*, 1971, Bul. 128.
- Juteau T., Nicolas A., Dubessy J., Fruchard J. C., Bouchez J. L.* Structural relationships in the Antalya ophiolite complex, Turkey: Possible model for an oceanic ridge.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, v. 88, № 12.
- Nicolas A., Boudier F., Boullier A. M.* Mechanism of flow in naturally and experimentally deformed peridotites.— *Amer. Sci.*, 1973, v. 273, № 10.
- Nicolas A., Boudier F.* Kinematic interpretation of folds in alpine-type peridotites.— *Tectonophysics*, 1975, v. 25, № 3/4.
- Nicolas A., Poirier J. C.* Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. John Wiley and Sons, London — New York, 1976.
- Penrose field conference on ophiolites.— *Geotimes*, 1972, v. 17, № 12.
- Raleigh C. B.* Mechanisms of Plastic Deformation of Olivine.— *J. Geophys. Res.*, 1968 v. 73, № 14.
- Young C.*, III. Dislocations in the deformation of olivine.— *Amer. J. Sci.*, 1969, v. 267, № 7.

Геологический институт АН СССР

Статья поступила
25 мая 1979 г.

УДК 551.24.035

А. В. ВИХЕРТ**О СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЕ,
ВОЗНИКАЮЩЕЙ ПРИ РАЗУПЛОТНЕНИИ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ
(ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)**

По результатам экспериментов рассматривается складчатая структура, возникающая при разуплотнении (увеличении объема, дилатации) слоистых сред. Делается вывод о том, что эта структура подобна той, которая формируется при конвекции в гравитационном поле.

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В последние годы рядом исследователей развиваются представления о значительной или даже ведущей роли гравитационной конвекции (адвекции, диапиризма, в том числе глубинного) в складкообразовании (Белоусов, 1976; Гончаров, Горелов, 1976; Рамберг, 1970; Сычева-Михайлова, 1973; Шолпо, 1978; Эз, 1976; Вихерт, 1977). Необходимым условием для вступления в действие механизма конвекции является инверсия плотности горных пород, когда плотность подстилающих толщ оказывается меньше плотности перекрывающих. Тем самым создается гравитационная неустойчивость. Подстилающие толщи начинают всплывать, перекрывающие — погружаться, и в процессе перемещения как те, так и другие сминаются в складки.

Инверсия плотности в природной обстановке очевидна в тех случаях, когда соленосные отложения перекрываются терригенными, что приводит к формированию солянокупольной складчатости. Эта ситуация, как и близкие к ней условия образования магматических и гнейсовых куполов и линейных форм, теоретически и экспериментально изучена с наибольшей полнотой. Значительно больше неясностей доставляют те обычные для природы случаи, когда плотность нарастает с глубиной, как это наблюдается в карбонатно-терригенных породах. Здесь для возникновения инверсии плотности приходится допускать разуплотнение пород, преимущественно глинистых, с их погружением на все большие глубины. Разуплотнение связывается с физико-химическим преобразованием глин, которое сопровождается переходом воды из связанного состояния в свободное при повышении температуры, и с притоком глубинного высоконапорного флюидального вещества (Белоусов, 1976). Объем свободной воды сравнительно со связанной больше на 10—15%. Проницаемость глинистых толщ с глубиной уменьшается. В результате вода, переходящая в свободное состояние, не может удалиться из вмещающих глин и вызывает их разуплотнение. Приращение объема толщ на 10—15% достаточно для возникновения инверсии плотности.

Эти общие положения были конкретизированы В. Н. Шолпо (1978) применительно к юрским аспидным сланцам Большого Кавказа. Высказано предположение, что названные породы, первоначально представлявшие собой преимущественно монтмориллонитовые глины, при погружении на глубины более 1200 м и при температурах до 300° превращались в гидрослюдистые, а затем в пиррофиллитовые сланцы с высво-

бождением избыточной воды. Вмещающая толща оказалась разуплотненной и всплыла в виде огромного диапира в ядре Кавказского мегантиклинория.

Таким образом, в карбонатно-терригенных осадочных комплексах с существенной ролью глин в разрезе процесс конвекции распадается на две стадии: начальную, или дилатационную, когда происходит увеличение объема слоистых сред и их разуплотнение, и последующую, или собственно конвективную, когда вследствие создавшейся инверсии плотности осуществляется конвективное движение вещества. Дилатационная стадия играет в интересующих нас случаях решающую роль: если породы не увеличат свой объем и тем самым не разуплотнятся, конвекция не пойдет. Поэтому начальная стадия заслуживает специального изучения. Именно с этих позиций и анализируются ниже результаты опытов, проведенных автором с помощью А. П. Безделовой в лаборатории тектонофизики геологического факультета МГУ.

Отметим прежде всего, что можно было ожидать два исхода опытов по увеличению объема слоистого вещества: равномерное утолщение слоев по всей их длине без образования складок и утолщение с деформацией в складки. Процесс пошел по второму пути (Вихерт, Курбатова, 1968). Эксперименты ставились на бентонитовой глине, расслоенной песчаными прослойками и набухавшей при обводнении. Эти результаты наводят на мысль, что и в природе увеличение объема слоистых толщ поведет к складкообразованию. Чтобы представить себе возможные масштабы интересующих нас явлений, обратимся к конкретному примеру. Согласно предположению В. Н. Шолпо (1978), глубинный диапир в Сванетском антиклинории Восточного Кавказа возник вследствие разуплотнения и последующего всплывания глинистой толщи нижнего — среднего лейаса мощностью около 2 км. Ширина зоны разуплотнения составляла около 10 км, протяженность — более 10 км. Следовательно, объем дилатирующей толщи был огромным. Он распадался по вертикали на десятки тысяч слоев, площадь которых составляла тысячи квадратных километров. Равномерное утолщение всех слоев по всей площади без деформации было возможно только при условии однородности состава и структуры слоев, горизонтальности подложья дилатирующей толщи¹, равенства гравитационного давления на разуплотняющуюся толщу со стороны перекрывающих пород и равенства давления флюидов, заключенных в разуплотняющейся слоистой среде.

В тех объемах, о которых речь шла выше, условия соблюдаться не могут, и, следовательно, разуплотнение слоистой среды в природной обстановке нарушит первоначальное субгоризонтальное залегание слоев, вызовет их деформацию. В результате в последующее конвективное всплывание вступит толща, уже имеющая некоторую складчатую структуру. Последняя не может быть расправлена, бесследно стерта при конвекции, но, напротив, наложит свой отпечаток на собственно конвективные формы, определит тот структурный «скелет», от которого последующим деформациям уже не избавиться. В силу этого сторонники гипотезы конвекции в складкообразовании должны обратить серьезное внимание на дилатационную складчатость, или складчатость, возникающую при увеличении объема слоистых толщ.

В этой связи приведем некоторые оценки. Примем, вслед за В. Н. Шолпо (1978), что толща мощностью 2000 м увеличивает свой объем на 10—15%. При исходном субгоризонтальном залегании пород сила тяжести будет препятствовать утолщению слоев и способствовать их удлинению, за счет чего и будет в основном реализоваться прираще-

¹ Если в залегании толщи есть флексурные перегибы, то в верхних замках флексур при разуплотнении пород начнут формироваться гребневидные антиклинали. Это показано экспериментально (Вихерт и др., 1966).

ние объема. Но если бы дилатирующая толща могла расширяться в боковые стороны, то это привело бы к ее частичному выдавливанию из пределов геосинклинального прогиба и к нагромождению по его краям. В действительности этого не происходит, и, вероятно, потому, что перемещению разуплотняющегося вещества по горизонтали за пределы зоны дилатации препятствуют силы трения между слоями и отпор со стороны боковых ограничений прогиба. Следовательно, тенденция к расширению по горизонтали, приводящая к удлинению слоев в замкнутом с боков пространстве, вызовет продольное сжатие, потерю устойчивости и складкообразование с перемещением вещества из зон повышенного в зоны пониженного гравитационного давления и его сгущением в пределах последних, как это обычно наблюдается в моделях, имитирующих складчатость нагнетания. В местах, где будет скапливаться материал, увеличивающий свой объем, начнутся деформации и поднятия. Величина поднятий будет зависеть от мощности дилатирующей толщи и величины приращения ее объема. В примере по Восточному Кавказу локальные складчатые поднятия могли достигать 200—300 м и охватывать зону шириной по крайней мере в десяток километров. Такие поднятия обнаруживаются методами фаций и мощностей, и, следовательно, стадии разуплотнения мощных толщ должны отражаться в соответствующем распределении осадков, которые перекрывают зону дилатации. Таким образом, в распоряжении геолога есть методы регистрации во времени дилатационной стадии.

Расчеты показывают, что слои при удлинении на 10—15%, не имея возможности распространиться за пределы зоны разуплотнения, будут смяты в складки со средними углами наклона крыльев 20—30° (Вихерт, 1977). Эта интенсивность деформаций превышает пределы, свойственные прерывистой складчатости, но отвечает пределам промежуточной. Но это средние углы, сплошь по всей толще. В действительности тенденция к образованию гребневидных форм, подмеченная экспериментально и при наличии флексурных перегибов в залегании дилатирующей толщи, и в их отсутствие (см. ниже), приведет к тому, что крутые антиклинали будут чередоваться с пологими синклиналями. Эта структура возникнет в слоистой среде, еще только вступающей в конвекцию, и предопределит дальнейшее течение процесса деформации.

Итак, приращение объема мощной слоистой толщи на 10—15% вызовет значительные тектонические последствия: образование локальных складчатых поднятий высотой в первые сотни метров, осложненных складками со средними углами наклона крыльев в 20—30°.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Опыты по изучению складчатых деформаций, возникающих вследствие увеличения объема слоистого пластичного вещества, производились в круглом, квадратном и прямоугольном приборах поперечником около 17 см с разборными прозрачными стенками из оргстекла и металлическими перфорированными днищами. На дно прибора помещалась песчаная подстилка — слой песка мощностью 1 см, поверх которого насыпался и слегка утрамбовывался слой мелкораздробленной бентонитовой глины. Глина присыпалась сверху окрашенным песком, что позволяло получать цветовые контрасты на поверхности образца, улучшающие условия фотографирования. После изготовления образца прибор помещался в кюветы. В кюветы заливалась вода. Ее уровень устанавливался по кровле слоистого пакета, находившегося в приборе. Вода, проникая через отверстия в днищах приборов (отверстия располагались бессистемно), подпитывалась сквозь песчаную подстилку, проникала снизу в слой бентонитовой глины и приводила к его набуханию.

Разная форма приборов позволила проследить за влиянием на деформацию краевых условий. Кроме того, были поставлены опыты в приборе без стенок: на металлическую перфорированную пластину был положен слой песка, а в других опытах — слой поролона, поверх него — слой бентонитовой глины, присыпанной цветным песком. Пластина также помещалась в кювет, заливавшийся водой по верхний уровень образца. В данном случае ставился вопрос: что произойдет, если дилатирую-

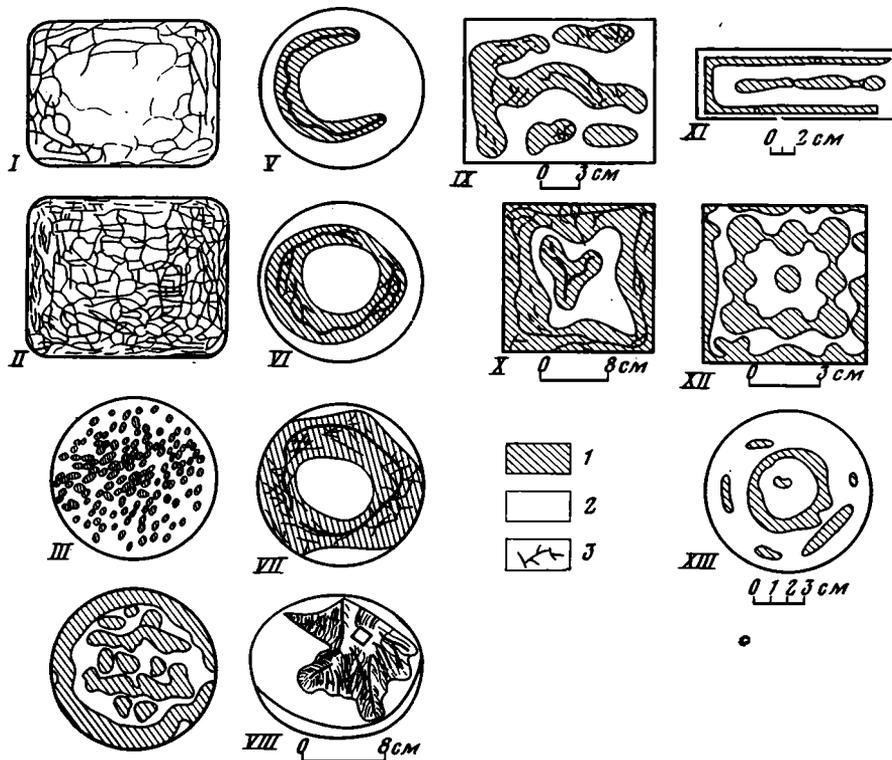


Рис. 1. Сравнение дилатационных и конвективных структур. Вид в плане. I—X — дилатационные формы в слое набухшей глины (масштаб рис. I—VIII указан под рис. VIII); XI—XIII — конвективные формы: XI — силиконовая замазка, всплывающая сквозь покрывающий слой более тяжелого сиропа (Рамберг, 1970), XII — битум, поднимающийся из-под слоя более тяжелого сиропа (Bernier et al., 1972), XIII — силиконовая замазка, прорывающая слой грунтовки (Рамберг, 1970)

1 — купола и валы, 2 — синклиналильные промежутки между куполами и валами, 3 — трещины

щий слой получит возможность раздаваться в боковые стороны за пределы области разуплотнения.

Если иметь в виду разуплотняющееся вещество, рассматриваемые модели были однослойными. Песчаная подстилка и присыпка играли вспомогательную роль.

Помимо формы приборов, наличия и отсутствия боковых стенок, варьировалась мощность дилатирующего слоя, чтобы проследить за влиянием и этого фактора на процесс деформации.

При набухании глина увеличивала свой объем примерно в 2 раза. Длительность набухания составляла 1—2 часа в зависимости от исходной мощности слоя.

Результаты экспериментов в виде зарисовок по фотографиям представлены на рис. 1. Это вид на приборы сверху. Формы рельефа, возникающие на поверхности разуплотнявшегося слоя, в поперечных сечениях

представляли собой вздутия и понижения. Они были следствием удлинения и неравномерного утолщения слоя набухавшей глины. Более подробно на других примерах деформации слоя в разрезе будут рассмотрены ниже.

Начнем с влияния краевых условий на процесс деформации. В отсутствие стенок увеличение объема приводит к тому, что слой начинает расплзаться в стороны за пределы исходной зоны, приобретая при этом полигональную структуру. Границы полигонов обозначаются едва заметными валами в глине, по оси которых в песчаной присыпке образуются трещины растяжения. Эти трещины и регистрируются на фотографиях и зарисовках. Сначала возникают крупные полигоны (рис. 1, I), затем они распадаются на все более мелкие (рис. 1, II). Толщина слоя, вначале набухания возросшая, затем уменьшалась вследствие все большего разжижения глины и сползания ее в кювет за края пластины.

Следовательно, в отсутствие бокового отпора и при небольшом трении в подошве набухающего слоя последний деформируется незначительно — делится невысокими валами с трещинами в перекрывающем слое на полигоны, размеры которых зависят от толщины слоя: чем она больше, тем крупнее полигоны. Здесь уместно провести аналогии, во-первых, с хорошо известным явлением усыхания глинистых слоев (корок), когда процесс уменьшения их объема приводит к делению слоя на полигональные ячей вследствие стяжения вещества от периферии к центрам ячеек. Аналогично, как показывают наши эксперименты, осуществляется и увеличение объема плоского пластичного тела: не от одного общего центра во все стороны, а от множества центров во все стороны от каждого из них. В местах столкновения встречных токов вещества, расходящихся от множества центров, удлиняющийся слой продольно сжимается и образует антиклинальные валы. Так возникает ячеистая структура. Расстояния между центрами объемного расширения, т. е. размеры ячеек, как и при уменьшении объема, находятся в прямой зависимости от мощности слоя.

Другая наглядная аналогия — это промерзание увлажненных грунтов в зонах вечной мерзлоты: с переходом в твердую фазу объем воды и соответственно вмещающего грунта возрастает. Промерзающий грунт распространяется в стороны от центров расширения, и в местах соприкосновения встречных потоков, скапливаясь, образует морозобойные клинья, которые создают полигональную трещиноватость в перекрывающей почве.

Таким образом, экспериментальные наблюдения и природные аналогии показывают, что при увеличении объема плоского пластичного слоя возникает ячеистая в плане структура. Это свойство, как известно, присуще также конвективным формам, и здесь мы усматриваем первый признак сходства дилатационных структур с конвективными.

Обратимся к опытам в приборах со стенками. Не имея возможности распространиться в стороны за пределы зоны увеличения объема, слой глины стал создавать не полигональные, четко обозначенные ячейки, а куполовидные и линейные вздутия, расположенные беспорядочно или упорядоченно и окруженные понижениями в рельефе поверхности слоя. Закономерности размещения, а также размеры деформаций оказались в зависимости от мощности дилатирующего слоя: чем она больше, тем крупнее вздутия, тем больше влияние формы прибора на их конфигурацию.

При малой исходной толщине слоя набухавшей глины, равной 1 мм (рис. 1, III), возникла система беспорядочно расположенных небольших куполов. С увеличением мощности слоя до 2 мм (рис. 1, IV) по контуру прибора сформировался вал, в центре — валы и купола без отчетливой системы в размещении. С возрастанием мощности дилатирующего слоя до 1 см в том же круглом приборе образовался кольцевой вал, последо-

вательные стадии роста которого видны на рис. 1, V—VII. Начавшись с серповидного вздутия с трещиной в перекрывающем песчаном слое, вал и сопровождавшие его трещины постепенно распространились по всей окружности прибора. Еще большее увеличение толщины слоя, до 2 см, привело к росту занявшего почти весь прибор крупного купола, рассеченного трещинами вдоль радиально расходящихся отвержков (рис. 1, VIII). На этот раз, при сравнительно большой мощности набухавшей глины, трещины рассекли не только песчаную присыпку, но и глину. Они были зияющими у поверхности купола и закрывались внутрь его. Очевидно, это трещины растяжения, возникшие в приповерхностной части купола вследствие подпора набухавшей глины снизу. Образование таких трещин — обычное явление при значительной начальной мощности набухающего слоя и в отсутствие нагрузки сверху.

Те же закономерности наблюдались в прямоугольном и квадратном приборах. Некоторые результаты представлены на рис. 1, IX и X: при исходной мощности набухавшего слоя в 1 см в прямоугольном приборе возникли валы по системе прямоугольных ячеек, в квадратном — по квадратной системе с разветвленным куполом в центре.

Описанные закономерности аналогичны тем, которые характерны для конвективного процесса. Как известно, размер куполов, а в более общем смысле — конвективных ячеек определяется мощностью менее плотного всплывающего слоя, конфигурация валов, их размещение в плане и сочетание с куполами — формой прибора (Рамберг, 1970; Сычева-Михайлова, 1973). Для сравнения с нашими результатами на рис. 1 даны зарисовки с фотографий опытов по гравитационной конвекции в приборах различной формы: прямоугольной (рис. 1, XI), квадратной (рис. 1, XII) и круглой (рис. 1, XIII). Сравнение рис. 1, IX и 1, XI; 1, X и 1, XII; 1, VII и 1, XIII свидетельствует о полном соответствии дилатационных форм конвективным — одной и той же зависимости деформаций от краевых условий, идентичности планового структурного рисунка, созданного двумя различными процессами.

Таким образом можно констатировать, что дилатационные дислокации в плане аналогичны конвективным по трем показателям: 1) образованию ячеистых форм, куполовидных и валообразных; 2) одинаковой зависимости от краевых условий, т. е. от формы прибора, а в более общем смысле — контуров области дилатации и конвекции; 3) одной и той же зависимости размеров дислокаций от мощности дилатирующего слоя, а для конвекции — нижнего из двух, менее плотного слоя: чем больше указанная мощность, тем крупнее деформации, тем больше их зависимость в эксперименте от конфигурации прибора.

В вертикальных разрезах рассмотренные нами модели разуплотняющегося вещества представляют собой слой неодинаковой толщины, увеличенной в валах и куполах и уменьшенной в промежутках между ними. Чтобы установить внутреннюю структуру вещества, увеличивающего свой объем, необходимы многослойные модели. Некоторые данные по этому поводу были опубликованы ранее (Вихерт, Курбатова, 1968). Дополнительные сведения содержит рисунок 2, где видны складки в слое набухавшей бентонитовой глины с песчаной подстилкой и перекрывающим слоем песка (рис. 2, I) и каолиновой глины (рис. 2, II), которая в воде не набухает. Вода, как и прежде, поступала в прибор снизу, ее уровень в приборе устанавливался в начале опытов на 1—2 см выше верхней поверхности слоистого образца. Исходная мощность слоя бентонитовой глины составляла 5 мм. По мере роста складок мощность перекрывающего слоя менялась, так как песок и каолиновая глина, слегка взвешенные в воде, перемещались самопроизвольно, с поднятий, возникших над антиклиналями, в разделявшие их понижения. В плане антиклинали были линейными и вытягивались субпараллельно длинной стороне прямоугольного прибора.

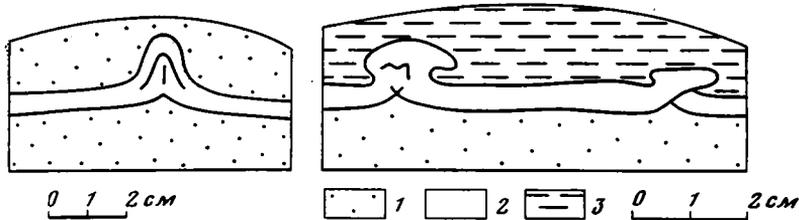


Рис. 2. Разрезы дилатационных складок

1 — песок, 2 — бентонитовая глина, 3 — каолиновая глина

Одиночная складка на рис. 2, I имеет гребневидную структуру в зоне, прилегающей к подошве дилатирующего слоя, и дуговидную — ближе к его кровле. Иная структура возникла при перекрывающем слое из каолиновой глины, вязкость которой меньше, а способность перераспределяться над растущими поднятиями соответственно больше, чем у песка (см. рис. 2, II). Здесь наряду со складками, подобными ранее рассмотренным, были зафиксированы грибообразные в сечении антиклинали (см. рис. 2, II, слева) и надвиги, сменяющие по простиранию обычную антиклиналь (на рис. 2, II справа). Разнообразие складчатых форм, возникающих при увеличении объема слоистого вещества, не подлежит сомнению. В особенности следует обратить внимание на грибообразные в поперечном сечении антиклинали, типичные для конвективных структур.

Таким образом, и по форме в разрезе дилатационная складчатость близка к конвективной: это одна и та же тенденция к образованию гребневидных и грибообразных в сечении антиклиналей.

По способу заполнения пространства дилатационная складчатость может приближаться и к полной (Вихерт, Курбатова, 1968), и к промежуточной или прерывистой (см. рис. 2). Приращение объема бентонитовой глины в экспериментах, где влияние силы тяжести, вследствие малого объема вещества, невелико, идет в основном за счет увеличения толщины слоя и в меньшей мере — его длины. Складки на рис. 2, I и II имеют по кровле избыток длины слоя сравнительно с первоначальной 22 и 34% соответственно. По избыточной длине это складчатость более интенсивная, чем та, которую можно ожидать при разуплотнении слоистых толщ на 10—15%.

ВЫВОДЫ

1. Процесс конвекции, начинающийся с разуплотнения подстилающих толщ относительно перекрывающих, распадается на две стадии: начальную, или дилатационную, когда подстилающие толщ в результате метаморфических преобразований увеличивают свой объем и разуплотняются, и последующую, или собственно конвективную, когда разуплотненные толщ всплывают сквозь перекрывающие более плотные.

2. Опыты свидетельствуют о том, что в замкнутом с боков пространстве увеличение объема слоистой среды приводит к ее деформации в складки, дилатационные по происхождению.

3. Из сопоставления экспериментов следует, что дилатационная складчатость подобна гравитационной конвективной по крайней мере по четырем показателям: по форме в плане и разрезе — образованию ячеистых в плане куполовидных и валовообразных дислокаций, грибообразных и гребневидных в разрезе; по одинаковой зависимости формы и размеров дислокаций от краевых условий (конфигурации зоны дилатации и конвекции) и от мощности дилатирующего слоя и нижнего из двух конвектирующих слоев.

4. Увеличение объема глин на 10—15%, как это допускают сторонники идеи конвекции в приложении к складкообразованию, в том числе

и автор, создает складчатость со средними углами наклона крыльев в $20-30^\circ$. Согласно опытам, эта складчатость может заполнять пространство как непрерывно, по типу полной складчатости, так и прерывисто, по типу промежуточной.

5. Поскольку дилатационная складчатость подобна конвективной, есть основания полагать, что при конвекции, вызванной разуплотнением подстилающих толщ относительно перекрывающих, принципиальные черты последующей собственно конвективной структуры закладываются на предшествующей стадии дилатации.

Литература

- Белоусов В. В.* Геотектоника. М., Изд-во МГУ, 1976.
Вихерт А. В. Статистическое исследование складчатости. М., Изд-во МГУ, 1977.
Вихерт А. В., Лебедева Н. Б., Башилов В. И. Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. М., «Недра», 1966.
Вихерт А. В., Курбатова Н. С. Моделирование складок, возникающих вследствие увеличения объема вещества.— Геотектоника, 1968, № 2.
Гончаров М. А., Горелов Ю. М. Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза.— Тр. Ин-та геол. и геофизики СО АН СССР, вып. 293. Новосибирск, «Наука», 1976.
Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М., «Мир», 1970.
Сычева-Михайлова А. М. Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотности горных пород. М., «Недра», 1973.
Шолло В. Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М., «Недра», 1978.
Эз В. В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М., «Недра», 1976.
Berner H., Ramberg H., Stephansson O. Diapirism in theory and experiment.— Tectonophysics, 1972, v. 15, No. 3.

Московский государственный
университет им. М. В. Ломоносова

Статья поступила
29 мая 1978 г.

УДК 551.243(470.2)

Ю. Б. БОГДАНОВ, Р. В. БЫЛИНСКИЙ, В. А. ГЛЕБОВИЦКИЙ,
А. В. ДОЛИВО-ДОБРОВОЛЬСКИЙ

ГЛАВНЫЙ БЕЛОМОРСКИЙ ШОВ

На основании комплексного использования данных геофизики, дешифрирования космических снимков, материалов по термодинамическим режимам глубинного петрогенезиса, а также литолого-формационного анализа раннедокембрийских комплексов Кольско-Карельского региона прослежена эволюция Главного Беломорского шва. Показано, что появление последнего было предопределено еще в доревольское время (более 2800 млн. лет назад), но окончательное оформление данной структуры произошло во время свекофеннского периода развития Балтийского щита (2200—1800 млн. лет назад).

Анализ геолого-геофизической информации на основе историко-геологического принципа позволяет в пределах Балтийского щита выделить четыре геоблока: Кольско-Карельский, Дальсландский, Свекофеннский и Каледонский (Земная кора..., 1978, рис. 4). Наиболее детально исследованный нами Кольско-Карельский геоблок состоит из Карельского, Беломорского и Кольского мегаблоков. При этом в состав Беломорского мегаблока включаются Енский и Чупинский сегменты. Терский и Лоттинский сегменты по особенностям геологического строения и характеру эндогенных процессов револьского времени отнесены к Кольскому геоблоку. Они обособляются на поздних этапах в связи с движениями в Главном Беломорском шве, являющемся границей Беломорского и Кольского мегаблоков. Этот шов выделен на основании целого комплекса геологических и геофизических данных. Его прямолинейные отрезки в районах Колвицких тундр и Лапландии давно изучаются геологами. Однако представления об этой структуре в целом, понимание ее размера и роли в геологическом строении стали возможны лишь в результате анализа всей совокупности геолого-геофизической, геохимической и радиогеохронологической информации и данных дешифрирования космических снимков.

Главный Беломорский шов находит отчетливое выражение в гравитационных и магнитных полях как область раздела разнородных физических блоков. В акватории Белого моря и в районе Мезенской депрессии ему отвечает узкая линейная зона пониженного или слабо повышенного поля силы тяжести, расположенная по периферии Соловецкой и Варзугской областей повышенных значений Δg , и целая серия интенсивных линейных магнитных аномалий, находящихся в зоне максимальных градиентов Соловецкого гравитационного максимума. В районе г. Кандалакши аномалии Беломорского шва по простиранию утыкаются в Енский сегмент разуплотненной коры и далее отклоняются к северу, виргируя на ряд кулисообразно сопряженных ветвей, охватывающих Енский и Лоттинский сегменты. В физических полях они представлены интенсивными градиентами Δg или линейными, иногда дугообразно изогнутыми, положительными аномалиями гравитационных и магнитных полей. Анализ геофизических материалов приводит к выводу, что лапландские гранулиты слагают чешуи и тектонические покровы во фронтальной части Главного Беломорского шва.

Весьма специфично проявление Главного Беломорского шва в глубинном разрезе. По данным ГСЗ, с ним связано воздымание опорных сейсмических границ (профили Кемь — Ухта, Маленьга — Повенец, Телза — Кипозеро), в пределах этой зоны выявляется серия субпараллельных сместителей, полого падающих к юго-западу и пересекающих кору на всю ее мощность (профиль Печенга — Ловно). В целом для региона оказывается характерно северо-восточное падение крутопадающих разломов в Карельском мегаблоке и юго-западное — в Кольском, причем

по мере удаления от Беломорского шва угол их наклона уменьшается. Наблюдаемая картина в сочетании с данными о воздымании поверхности Мохоровичича (М) напоминает ориентировку в пространстве зон растяжения и сжатия, возникающих при подъеме мантийного материала в верхние части коры.

Сейсмическими исследованиями последних лет по профилю Ковдор — Кировск было подтверждено поднятие поверхности М в зоне Главного Беломорского шва и установлено наличие в пределах этой зоны пород верхней мантии с аномальными свойствами, отвечающими переходному коро-мантийному слою мощностью 10 км. Такие латеральные неоднородности состава верхней мантии типичны для районов современных рифтов.

По результатам совместного анализа гравитационных и сейсмических данных для Коль-

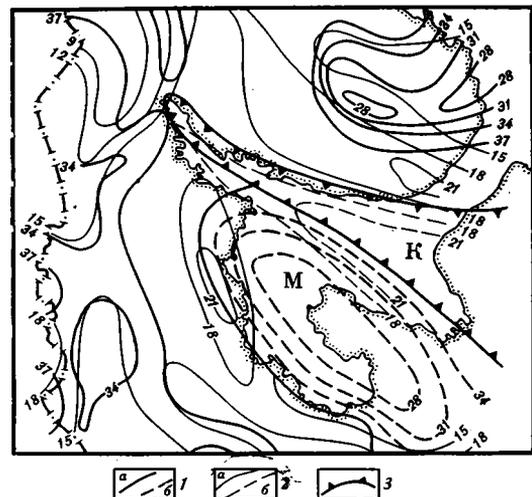


Рис. 1. Схема стратонизогипс разделов Мохоровичича (М) и Конрада (К) восточной части Балтийского щита. Составили А. В. Былинский и Т. А. Завинская. 1—2 — стратонизогипсы: 1 — раздела М, 2 — раздела К (а — вычисленные, б — предполагаемые), 3 — условная граница «рифта Белого моря» на глубине раздела М

ско-Карельского геоблока построены схемы стратонизогипс разделов (рис. 1) и расчетные геолого-геофизические разрезы земной коры (рис. 2). Зоне Главного Беломорского шва на схемах стратонизогипс отвечает область сопряжения Соловецкого выступа мантии (М) и Двинско-Беломорского авлакогена (К); отчетливо шов выражен в районе Колвицких тундр (рис. 2, а, в), где по нему на уровень эрозионного среза выведены породы, отвечающие по физическим свойствам базальтовому слою земной коры ($\sigma = 2,9 \text{ г/см}^3$). На серии профилей МОВ уверенно выявляется воздымание раздела К на юго-западном «склоне» Соловецкого выступа верхней мантии.

Новые данные о Главном Беломорском шве были получены при дешифрировании космических снимков, высокая обзорность которых в сочетании с генерализацией изображения обуславливает четкое выделение наиболее крупных черт геологического строения и предоставляет исследователям уникальную возможность получить сведения об относительных перемещениях крупнейших блоков литосферы.

А. В. Доливо-Добровольским по данным дешифрирования космических снимков составлена схема геологического строения Балтийского щита. При дешифрировании космических снимков обнаруживается широкое развитие разрывных нарушений, в том числе огромной протяженности, прослеживающихся через всю территорию щита и Русской плиты.

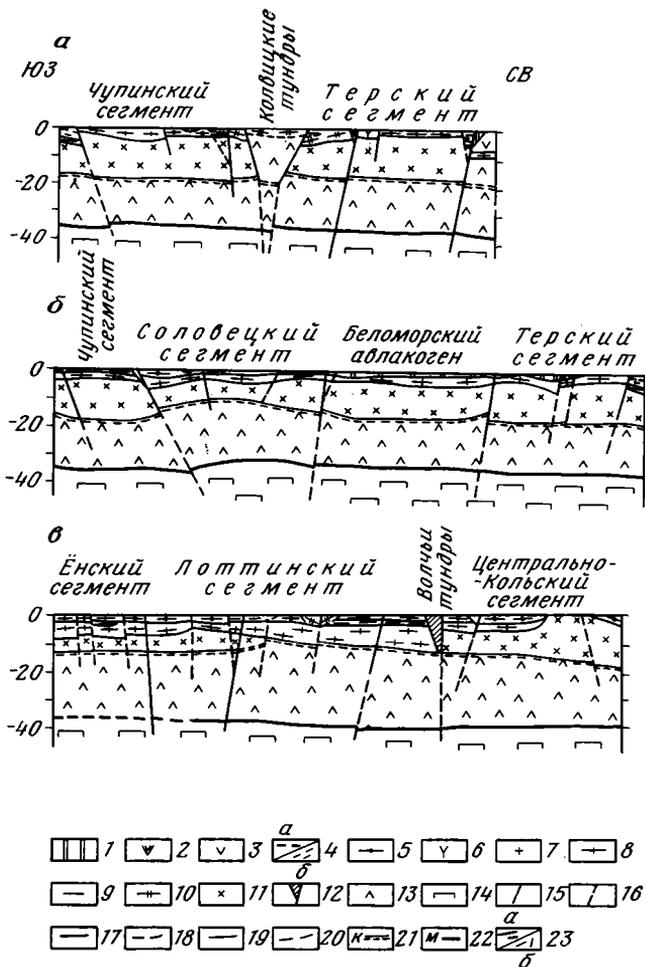


Рис. 2. Расчетные геолого-геофизические разрезы земной коры. Составили Р. В. Былинский и Т. Л. Семенова. Структурно-формационные комплексы вулканогенно-осадочного слоя земной коры:

1 — иотнийско-рифейско-вендский; карельский; 2 — суйсарский, 3 — печенгская, имандра-варзугская серии; докарельский и кольско-беломорский; 4 — тундровая и кейвская серии, 5 — лоухская и хетоламбинская свиты беломорской серии. Интрузивные и ультраметаморфические комплексы гранитно-метаморфического слоя: интрузивно-реоморфический; 6 — щелочные граниты и метасоматиты; 7 — плагиомикроклиновые граниты или граниты II и III групп; 8 — протогранитный (фундамент беломорид и карелид, граниты I группы). Ультраметаморфические и реоморфогенно-анатектические комплексы диоритового слоя: 9 и 10 — кристалло-сланцевый — гранулитовый, 11 — анортозит-чарнокит-диоритовый. «Базальтовый» слой коры: 12 — интрузии и тектониты в верхних горизонтах коры; 13 — глубинные коровые образования; 14 — подкоровый слой верхней мантии. Разломы: 15 — установленные по геолого-геофизическим данным; 16 — предполагаемые. Границы слоев земной коры: 17 — по геофизическим данным; 18 — предполагаемые. Границы структурно-формационных, ультраметаморфических и интрузивных комплексов; 19 — по геолого-геофизическим данным; 20 — предполагаемые. Границы слоев коры: 21 — раздел Конрада, 22 — раздел Мохоровичича, 23 — отражающие площадки: а — достоверные, б — менее достоверные

Известные ранее крупные разломы часто оказываются лишь фрагментами таких линейментов. Кроме того, при дешифрировании устанавливается широкое развитие кольцевых структур разного ранга. Они играют важную роль в геологическом строении; наиболее крупные из них, согласно гипотезе А. В. Доливо-Добровольского (Доливо-Доброволь-

ский, Стрельников, 1976, 1978), представляют собою первичные формы делимости и являются ядрами древнейшей сиалической коры. Эти кольцевые структуры оказываются весьма консервативными и при определенных условиях сохраняются на протяжении всей последующей истории. Сопоставление с данными региональных геофизических исследований, картами блокового строения, поверхностей Мохоровичича и Конрада свидетельствует о глубинности заложения ряда отдешифрованных разломов.

На территории Карелии и Финляндии по космоснимкам выделена Калевальская кольцевая структура (Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976). На северо-востоке она обрезана зоной, рассмотренной выше как беломорский участок Главного Беломорского шва, на Кольском полуострове отмечен Терский сегмент кольцевой структуры. Если совместить кольский и карельский берега Белого моря, то Терский сегмент будет продолжением Калевальского овала. При этом одновозрастные структуры будут субпараллельны. Эти палеотектонические реконструкции позволяют выдвинуть предположение о приуроченности к беломорской части Главного Беломорского шва зоны раздвига, приведшего к разрыву гранитного овала и вращению Кольского мегаблока против часовой стрелки (Богданов и др., 1976).

Беломорский мегаблок отличается от сопредельных структур многими чертами геологической эволюции, что нашло наиболее яркое выражение в эндогенных процессах.

В развитии Карело-Кольского региона выделяется не менее четырех раннедокембрийских тектонических циклов: доребольский, или саамский (свыше 3000 млн. лет), ребольский (2800—2500 млн. лет), селецкий (2500—2200 млн. лет) и свекофеннский (2200—1800 млн. лет) (Земная кора..., 1977). На протяжении всех этих четырех циклов в Беломорском блоке проявлен однородный толеитовый, реже глиноземисто-базальтовый и пикрит-базальтовый инициальный магматизм, если судить по реконструкции состава исходных расплавов. В то же время в Карельском и Кольском геоблоках уже в ребольском, а возможно, и в доребольском циклах проявляются контрастные серии основных и кислых вулканитов. Селецкий цикл в Карельском геоблоке ознаменовался появлением сначала основного толеит-базальтового и пикрит-базальтового, а позже — орогенного эффузивного магматизма. В свекофеннское время Кольский и Карельский геоблоки были уже в значительной мере стабилизированы, следствием чего является возникновение субплатформенных щелочно-базальтовых и андезито-базальтовых серий. Только в суйсарии и в верхах печенгской серии появляются толеитовые базальтоиды и пикриты.

На участках Сальных, Корва и Колвицких тундр проведено изучение деформаций, связанных с эволюцией Главного Беломорского шва (исследования Л. А. Прияткиной и В. Л. Дука). Анализ систем складчатости указывает на четкую корреляцию выявленных этапов деформаций в лапландских гранулитах и глиноземистых гнейсах корватундровской свиты; в зоне глубинного разлома в обеих группах пород наблюдается субпараллельная ориентировка плоскостных структурных элементов. То же отмечается для Колвицких тундр и Порьей губы (данные Л. А. Прияткиной). Тожественность ориентировки и последовательности формирования складчатых структур свидетельствуют об одновозрастности разнофациальных процессов, проявленных в нижних и верхних частях покровных структур; при этом по крайней мере три последних этапа деформаций должны быть отнесены к свекофеннской фазе складчатости.

Необыкновенным постоянством отличается и термодинамический режим регионального метаморфизма, проявленного на разных этапах развития Беломорского мегаблока и характеризующегося условиями необычно высоких давлений (Земная кора..., 1978, рис. 16), чем данная

структура отличается от других мегаблоков Балтийского щита. Особенно ярко эти различия проявлены во время ребольского и свекофеннского циклов, причем к последнему относятся основные фазы формирования Главного Беломорского шва.

В ребольское время к юго-западу от Главного Беломорского шва формируется своеобразный эклогито-гнейсовый комплекс, включающий кианитовые эклогитоподобные породы и кианит-ортоклазовые гнейсы, которые, судя по результатам анализа парагенезисов, возникли при давлении 9—11 *кбар* и при температуре около 750°. В пределах Кольского мегаблока в это же время проявлялся зональный метаморфизм при температурах, меняющихся от 550 до 800°, и давлениях 4—6 *кбар* (Цикличность..., 1978).

В свекофеннское время Главный Беломорский шов контролировал размещение расслоенных габбро-анортозитовых интрузий и в юго-западной части — тел гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации, образующих Нотозерский пояс (Виноградов, 1971). К разломам приурочены также многочисленные мелкие тела габбро-норитов, оливиновых габбро. Их внедрение отстает от формирования габбро-анортозитов, но процессы эклогитизации накладываются на них, как и на все базиты этой зоны.

Наиболее ранними магматическими образованиями зоны разломов являются метавулканыты, примыкающие к шовой структуре со стороны Беломорского мегаблока (амфиболиты Корва-тундры, южного окончания Сальных тундр, г. Кандалакши, Порьей губы). По составу они отвечают толеитам, лишь слабо обогащенным щелочами и отличающимся отчетливой натровой специализацией.

Интрузии габбро-анортозитов внедряются вдоль поверхностей надвигов, образуя ряд крупных массивов в Колвицких, Кандалакшских и Сальных тундрах. В нижней части массивов преобладают анортозиты, формирующие примерно половину мощности, далее идут нориты и габбро-нориты, а в верхней части разреза — ритмичное переслаивание габброидов и мангеритов (Шарков, 1974). Исходный расплав их отвечает высокоглиноземистому базальту, а кристаллизация, судя по позднемагматическим каймам шпинели и пироксена вокруг оливина и плагиоклаза, происходила при давлении выше 8 *кбар*. Во время консолидации массивы подверглись рассланцеванию и частичной перекристаллизации в условиях гранулитовой фации высокого давления. Конкордантный и гармоничный характер интрузий, кристаллизация в режиме высоких давлений, участие в приразломных дислокациях свидетельствуют о становлении их одновременно с движениями по надвигам.

В рассматриваемой зоне выявляются две возрастные группы эклогитов и эклогитоподобных пород. Первая из них ассоциируется с гранулитами повышенных давлений. Гранаты в них отличаются высокой магнезиальностью (свыше 0,46 и до 0,65 в кианитсодержащих разновидностях) при умеренной кальциевости, что при температуре 800° отвечает давлению 11—12 *кбар*. Более поздние эклогитоподобные породы, развивающиеся по телам габбро-норитов и оливиновых габбро, характеризуются низкой магнезиальностью граната (менее 0,40) и варьирующим в широких пределах содержанием жадеитового минала в клинопироксене (до 0,15), что отвечает давлению 10—13 *кбар* при температуре менее 800°. Наконец, в эклогитах и эклогитоподобных породах, встречающихся в виде реликтов в гнейсах амфиболитовой фации южнее Лапландского разлома, сочетаются высокомагнезиальный гранат (0,62) и омфацит с 13% жадеитового минала, что отвечает необычайно высокому давлению (13—14 *кбар*) при умеренно высокой температуре. В районе Порьей губы Л. А. Прияткина обнаружила кианит в эклогитоподобных породах. В зоне разломов распространены малокальциевые высокоглиноземистые породы, минеральные парагенезисы которых также свиде-

тельствуют о высоких давлениях. Так, развитые среди них гнейсы с ассоциацией ортопироксена и силлиманита характеризуются высокой магnezизальностью граната (свыше 0,60), что отвечает давлению более 11 кбар (Прияткина и др., 1975). Более распространен парагенезис граната с силлиманитом, биотитом, калиевым полевым шпатом, температуры образования которых по данным выведенного нами термобарометра (Термо- и барометрия..., 1977) около 800°, а давления — более 9 кбар.

В районе Сальных тундр и Порьей губы Л. А. Прияткиной закартирована своеобразная обращенная метаморфическая зональность, отвечающая возрастанию температуры метаморфизма от подошвы к кровле массивов габбро-анортозитов (Цикличность..., 1978). Это объясняется влиянием внедренных по разломам магматических расплавов, образующих полого падающие тела. При их кристаллизации, начинающейся от подошвы, осуществляется отток тепла к кровле массивов.

Лапландские гранулиты и ассоциирующие с ними эклогиты всегда выступают в качестве реликтовых образований и подвергаются более позднему метаморфизму фации альмандиновых амфиболитов и гранитизации, представляя, таким образом, ранние стадии свекофенского тектоно-метаморфического цикла. Это подтверждается и изотопно-геохронологическими данными (Соотношение..., 1975; Тугаринов и др., 1968), определяющими возраст метаморфизма гранулитовой фации повышенных давлений 1950 млн. лет (U—Pb-метод).

Не менее четко Главный Беломорский шов проявляется и при палеотектоническом анализе (Богданов и др., 1976).

Уже в доробольский период, в который сформировались породы, отнесенные в региональной стратиграфической схеме к архею, проявилось расчленение региона на Карельский, Беломорский и Кольский мегаблоки. В Карельском мегаблоке супракрустальные образования практически отсутствуют, архейские породы, вероятно, представлены только гранитоидами плагногранит-диоритового ряда. Возможно, что мегаблок являлся областью ранней стабилизации (область размыва). В Беломорском мегаблоке архейские породы образуют ассоциацию гнейсов и амфиболитов и слагают наиболее мощные разрезы (до 6000 м). В Кольском мегаблоке ассоциация пород включает, кроме того, магнетитовые сланцы и, в ряде случаев, лептитовые гнейсы. Мощность разреза достигает 3200 м. В районах, непосредственно примыкающих к Главному Беломорскому шву (Сально-тундровский синклинорий, р-н Кандалакшских и Колвицких тундр), развит самостоятельный тип разреза, отличающийся преобладанием амфиболитов и основных кристаллосланцев (основные метаэффузивы и их туфы). Расчеты гипотетической мощности земной коры в архее, проведенные по методу У. Диккинсона (Dickinson, Natherton, 1967), показали, что наименьшей она была в районе Главного Беломорского шва и возрастала по мере удаления от области развития беломорид (Богданов и др., 1976). Формационный анализ архейских образований позволяет высказать предположение, что в эту эпоху Беломорский блок представлял собой область седиментации (подвижная область), в осевой части которой (Главный Беломорский шов), вероятно, в зоне разломов, накапливались преимущественно вулканогенные породы (Богданов и др., 1974).

В робольский период сформировались породы, отнесенные в региональной стратиграфической схеме к нижнему протерозою (лопский отдел Карелии и тундровая серия Кольского полуострова). В эту эпоху тектоническое расчленение территории проявилось еще более четко. На большей части Карельского мегаблока в робольский цикл образуются терригенные породы (слядяные гнейсы), а позднее — мощная толща (1800 м) основных и кислых вулканитов (амфиболиты, лептиты), в Кольском мегаблоке маломощные (не более 1000 м) метатерригенные осадки (конгломераты, кварциты и высокоглиноземистые сланцы) кейв-

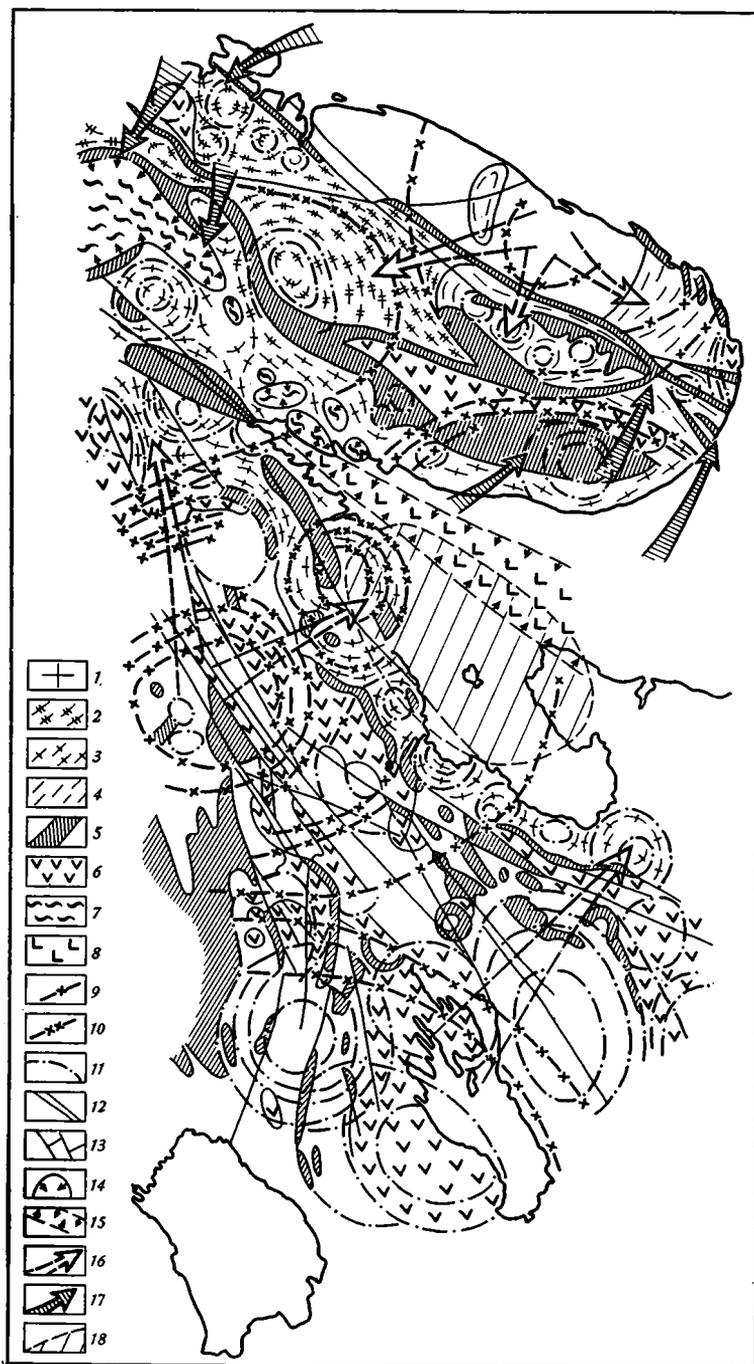
ской серии. На границе Карельского и Кольского мегаблоков с Беломорским мегаблоком, вдоль закладывающихся зон разломов, известны разрезы нижнего протерозоя, образованные слюдяными и высокоглиноземистыми гнейсами (тикшеозерская серия, кислогубская свита), содержащими прослой и линзы конгломератов (общая мощность от 800 до 2800 м). Они перекрыты вулканитами основного состава (амфиболиты) пезозерской и гундровой серий мощностью до 2000 м. Выделение пород, возникших в ребольский цикл, в Беломорском мегаблоке является дискуссионным. По мнению Ю. Б. Богданова (1974), подтверждаемого дешифрированием снимков и интерпретацией геофизических данных (А. В. Доливо-Добровольский), к ним могут быть отнесены слюдяные и высокоглиноземистые гнейсы чупинской, кандской, енской и некоторых других свит, синхронные гнейсам тикшеозерской серии и образующие наиболее мощные разрезы (до 3000 м). Определение мощности коры по методу У. Диккинсона показало, что она так же, как и в доребольский цикл, возрастает по мере удаления от Главного Беломорского шва. По данным формационного анализа (Богданов, 1974; Богданов и др., 1974), для этой эпохи довольно уверенно выделяются относительно подвижные области с эвгеосинклинальным типом развития (Карельский мегаблок) и стабильные области с субплатформенными чертами развития (Кольский мегаблок). В Беломорском мегаблоке в раннюю стадию ребольского цикла накапливались, вероятно, геосинклинальные толщи сланцево-граувакковой формации (чупинская и тому подобные свиты). Анализ мощностей и распределения на площади региона конгломератов позволяет предположить, что Беломорский блок, так же как и в доребольский цикл, в это время представлял собой главную область прогибания. Дальнейшая история этой территории, включая и районы, прилегающие к Главному Беломорскому шву, не может быть достоверно установлена.

В селецкий и свекофенский циклы развития большая часть территории Карельского и, вероятно, Кольского мегаблоков превратились в жесткие глыбы. В эту эпоху формируются породы, выделенные в региональной стратиграфической схеме в средний, частью в нижний протерозой. В Карельском мегаблоке породы этого цикла образуют ассоциацию основных вулканитов и метаосадков, возникших в континентальных условиях. Мощные разрезы метавулканитов эвгеосинклинального типа известны в крайних частях Карельского и Кольского мегаблоков в рифтоподобных структурах — Шомбозерской, Ветреного Пояса, Имандра-Варзугской и др. По мере приближения к Беломорскому мегаблоку субконтинентальные условия седиментации сменяются шельфовыми и морскими. Это дает основание предположить, что Беломорский мегаблок и в эту эпоху представлял собой область преобладающего погружения с морскими условиями седиментации. История Главного Беломорского шва для этого периода устанавливается только по данным анализа метаморфических процессов, речь о которых шла выше.

В верхнем протерозое на большей части территории региона устанавливается платформенный режим развития. Образования этого возраста, представленные терригенными континентальными осадками терской свиты, установлены на Терском берегу Кольского полуострова и вдоль его северо-восточной окраины (гиперборейская формация). Породы терской свиты, возможно, участвуют в образовании Двинско-Беломорского авлакогена, выделенного на территории Русской плиты. Ось его находится на продолжении Главного Беломорского шва.

Приведенный материал по геолого-геофизическому изучению и дешифрированию космических снимков в областях, примыкающих к Главному Беломорскому шву, позволяет воссоздать историю геологического развития этой территории в соответствии с гипотезой Ю. Б. Богданова и др. (1976) и произвести палеотектонические реконструкции для нача-

ла и конца доробольского, конца ребольского, начала и конца свеко-
 феннского периодов развития Балтийского щита. Образование гранит-
 ных овалов (рис. 3) относится к доробольскому, а скорее всего — даже
 к досаамскому (Доливо-Добровольский, Стрельников, 1976, 1978) пе-
 риоду развития. В это время территории Карелии и Кольского полу-
 острова были разобщены. Центральные части гранитных овалов пред-
 ставляли собой наиболее консолидированные участки и служили источ-
 никами сноса; по их периферии закладывались первичные прогибы,



где происходило накопление древнейших толщ. Несколько различных характер разрезов кольского и беломорского архея связан, по-видимому, с различиями областей сноса и тектонических обстановок. Расчет мощности земной коры в архее позволяет предположить, что отмечаемый ныне подъем поверхности М начал формироваться еще в архее, с чем и было связано заложение компенсационного Беломоро-Лапландского прогиба.

На заключительной стадии доребольского цикла происходило становление большинства кольцевых структур второго порядка (см. рис. 3). Этот процесс приводит к дальнейшей консолидации земной коры, что является предпосылкой к формированию системы линейных разломов.

Ребольский и селецкий циклы характеризуются усилением тектонической дифференциации региона. В связи с продолжающимся подъемом мантийного материала на крыльях свода формируются субпараллельные зоны растяжения, в которых закладываются протяженные прогибы. При этом происходило частичное использование отрезков ранее заданных кольцевых разломов, что обуславливает унаследованность развития ребольскими и селецкими структурами более древних. Характерная латеральная смена осадочных и эффузивных формаций, распределение мощностей земной коры и наклон осевых поверхностей рассматриваемых структур по направлению к Беломорскому шву подтверждают представления о формировании их на склонах мантийного свода. Можно предположить, что в периферических частях областей древнейшей консолидации периодически возникали зоны интенсивного тангенциального сжатия, одним из проявлений которого является характерный для беломорид метаморфизм умеренных температур и необычно высоких давлений.

В свекофеннский период на фоне продолжающегося подъема границы М происходило формирование зон растяжения, выполненных толщами ятулия и суйсария: свекофенские структуры первого (Имандра-Варзугская, Шомбозерская, Ветреного Пояса, Панаярви—Кукаозеро) или второго рангов (Куоляярви, Печенга и др.). В связи с подъемом Беломорского мантийного свода возникал раздвиг с одновременным вращением Кольского мегаблока против часовой стрелки (см. рис. 3). Частичная разрядка напряжений осуществлялась в межовальной области на Терском берегу, за счет возникновения надвигов в зоне Имандра — Варзуга. Однако основная реализация напряжений происходила во фронтальной части двигавшегося на юго-запад края Кольского мегаблока, что вызвало формирование надвигов в Лапландии и Порьей губе и определило изложенную выше специфику термодинамического режима глубинного петрогенезиса в зоне Главного Беломорского шва.

Таким образом, проведенные комплексные исследования показыва-

Рис. 3. Схема палеотектонического строения Кольско-Карельского региона к концу свекофеннского периода. Составил А. В. Доливо-Добровольский

Катархей: 1 — протограниты. *Архей:* 2 — гнейсы, джеспилиты, лептиты, амфиболиты (кольская серия); 3 — гнейсы и амфиболиты (беломорская серия). *Архей — нижний протерозой (?)*: 4 — гнейсы и порфириды (лебяжинская серия кейвской серии). *Нижний протерозой:* 5 — комплекс высокоглиноземистых гнейсов и сланцев (первая ассоциация лопия) и комплекс осадочно-эффузивных образований (вторая ассоциация лопия). *Средний протерозой:* 6 — комплекс субплатформенных осадочно-эффузивных образований (карелий); 7 — ультраметаморфический комплекс пород гранулитовой формации; 8 — основные и ультраосновные породы мантийного происхождения. *Разрывные нарушения:* 9 — кольцевые разломы гранитных овалов; 10 — кольцевые разломы гнейсовых овалов; 11 — кольцевые разломы второго ранга; 12 — ось Беломоро-Лапландского прогиба (Главный Беломорский шов); 13 — прямолинейные разломы; 14 — границы областей развития пород, преобразованных в конце среднего протерозоя в гранулитовую формацию; 15 — Кандалакский раздвиг. *Прочие обозначения:* 16 — предполагаемые направления сноса в архее; 17 — направления движения Кольского геоблока в конце среднего протерозоя; 18 — положение Соловецкого диапира

ют, что Главный Беломорский шов был стержневой структурой Кольско-Карельского геоблока на протяжении всей его геологической истории, в которой можно выделить два периода развития: первый — когда преобладали эндогенные структурно-вещественные преобразования ареального типа, завершившиеся формированием кольцевых структур первого и второго ранга, второй — когда происходили жесткие дислокации относительно консолидированной коры, выразившиеся в становлении основной системы планетарных линейных разломов с частичным использованием более древних кольцевых структур. Появление Главного Беломорского шва было предопределено в доробольское время, но окончательное становление системы связанных с ним дислокаций произошло в свекофеннский период развития.

Литература

- Богданов Ю. Б. Стратиграфия и формации нижнего докембрия Восточной Карелии. Автореф. канд. дис. Л., ВСЕГЕИ, 1974.
- Богданов Ю. Б., Воинов А. С., Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Основные черты палеотектоники и вулканизма докембрия Балтийского щита.— В кн. «Проблемы докембрийского магматизма». Л., «Наука», 1974.
- Богданов Ю. Б., Доливо-Добровольский А. В., Леманов Е. В. Роль космических снимков в изучении движений блоков земной коры.— В кн. «Исследование природной среды космическими средствами». Геология и геоморфология, т. V. Докл. сов. ученых на совещ. советско-американской рабочей группы по исследованию природной среды с помощью космических средств. М., ВИНТИ, 1976.
- Виноградов Л. А. Формирование альпийских гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова (Нотозерский гипербазитовый пояс).— В кн. «Проблемы Балтийского щита». Л., «Наука», 1971.
- 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. Докл. сов. ученых на совещ. советско-американской рабочей группы по исследованию природной среды с помощью космических средств. М., ВИНТИ, 1976.
- Доливо-Добровольский А. В., Стрельников С. И. Основные типы крупнейших эндогенных кольцевых структур земной коры.— В кн. «Применение дистанционных методов при геологических исследованиях». Л., ЛКФ «Аэрогеология», 1978.
- Земная кора восточной части Балтийского щита. Авт.: К. О. Кратц, В. А. Глебовицкий, Р. В. Былинский, В. Л. Дук, И. В. Литвиненко, Е. В. Шарков, Г. А. Поротова, С. А. Анкудинов, Л. Н. Платоненкова, Л. К. Кокорина, Ю. И. Лазарев, А. П. Платунова, Б. И. Кошечкин, А. Д. Лукашев, С. А. Стрелков. Л., «Наука», 1978.
- Прияткина Л. А., Глебовицкий В. А., Шлайфштейн Б. А. О ранних стадиях развития Беломорско-Лапландского пояса.— В кн. «Восточная часть Балтийского щита. Геология и глубинное строение». Л., «Наука», 1975.
- Соотношение архея и нижнего протерозоя Карелии.— В кн. «Тез. докл. XIX сессии коммиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций». Авт.: Тугаринов А. И., Бибикова Е. И., Шулешко И. К., Грачева Т. В., Ляликов А. В. М., «Наука», 1975.
- Термо- и барометрия метаморфических пород. Авт.: Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Екимов С. П., Крижанский Л. М., Крылова М. Д., Масленников А. В., Московченко Н. И., Никитина Л. П., Ошерович Э. З., Прияткина Л. А., Седова И. С., Христофоров К. К. Л., «Наука», 1977.
- Тугаринов А. И., Бибикова Е. И., Горощенко Г. Л. О возрасте гранулитов Балтийского щита.— Геохимия, 1968, № 9.
- Цикличность и общая направленность метаморфических процессов. Авт.: Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Московченко Н. И., Володичев О. И., Климов Л. В., Прияткина Л. А., Седова И. С., Милькевич Р. И., Миллер Ю. В., Савельева Т. Е. Л., «Наука», 1978.
- Шарков Е. В. Исходный расплав габбро-анортозитовых комплексов докембрия Балтийского щита.— В кн. «Проблемы докембрийского магматизма». Л., «Наука», 1974.
- Bylinsky R., Dolivo-Dobrovolsky A., Glebovitsky A., Glebovitsky V. The Major Belomorian deep-fault zone.— In: Fault Tectonics in the Eastern Part of the Baltic Shield. Helsinki, 1977.
- Dickinson W. R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific.— Science, 1967, v. 15, No. 3790.

УДК 551.24 (570)

А. Л. ЯНШИН, В. П. АВРОВ, Ю. А. ВОЛОЖ, Р. Б. САПОЖНИКОВ,
А. Е. ШЛЕЗИНГЕР, Ю. Г. ЮРОВ

СТРУКТУРА И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОДСОЛЕВЫХ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮГА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

В среднем и позднем палеозое на юге Прикаспийской впадины существовал глубоководный бассейн, который был создан кратковременными опусканиями. При карбонатном осадконакоплении в нем отлагались маломощные глубоководные депрессионные фации. При терригенном осадконакоплении, напротив, у континентального подножия происходило резкое раздвигание их мощностей. На крайней периферии впадины в шельфовой части бассейна в условиях длительного и интенсивного перикратонного погружения шло формирование мощных толщ эпиконтинентальных осадков. Перикратонное прогибание привело к созданию полосы окраинных остаточных поднятий. Полная компенсация осадками Прикаспийского глубоководного бассейна произошла в кунгуре и поздней перми — раннем триасе.

Вопросы структуры подсолевого (докунгурского) чехла юга Прикаспийской впадины нашли отражение в ряде работ (Аббасов и др., 1976; Бронгулеев, Комаров, 1978; Воронин и др., 1975; Воронин, Самойлович, 1975; Дальян и др., 1975; Журавлев, 1972; Касаткин и др., 1965; Кирюхин и др., 1978; Мальцев, 1965; Мовшович, 1976, 1977; Неволин, 1978; Сапожников, 1975; Стасенков и др., 1976; Уразалин, 1975; Цведель и др., 1972; Чепелюгин, Шереметьева, 1978, и др.). Строение подсолевого чехла этого региона было специально проанализировано несколько лет назад (Дальян и др., 1975; Яншин и др., 1976). Однако новые региональные и детальные сейсмические исследования, пересмотр старых сейсмических материалов и буровые скважины последних лет дают дополнительную информацию. Изучение подсолевых палеозойских образований с учетом особенностей строения современных глубоководных морских и океанических структур позволяет с несколько иных позиций подойти к выяснению палеотектонических условий их образования. Несомненно, эти вопросы приобретают первостепенное значение в связи с промышленной нефтегазосностью подсолевого разреза Прикаспийской впадины.

На юго-восточном борту Прикаспийской впадины в пределах северо-западного крыла Южно-Эмбенского поднятия подсолевые палеозойские образования достигнуты несколькими скважинами. Намечается отчетливо его двучленное строение. Нижнюю часть составляет терригенный комплекс верхнего девона — нижнего карбона (вплоть до середины визейского яруса), вскрытый на 3 км. Верхняя часть подсолевого разреза состоит из карбонатного комплекса, охватывающего верхнюю половину визейского, серпуховский ярус нижнего карбона, средний — верхний карбон и докунгурскую нижнюю пермь, общей мощностью около 1,5 км.

Севернее, в более внутренних районах Прикаспийской впадины, по разрезу сверхглубокой скважины Биикжал-2 верхнему карбонатному подсолевому комплексу бортовой зоны, по данным Г. Е.-А. Айзенштадта и др. (1973), соответствуют гравелиты, песчаники и конгломераты с прослоями алевролитов и глин, содержащие палинологический комплекс

нижней перми (предположительно артинский ярус). Ниже они сменяются преимущественно серыми пелитоморфными известняками, мергелями и доломитовыми мергелями со спорово-пыльцевым комплексом нижней перми (предположительно артинский ярус), а в самых низах с фораминиферами башкирского яруса среднего карбона. Мощность описанного разреза составляет около 350 м, причем около 310 м падает на нижнюю пермь. Более низкие горизонты подсолевого разреза здесь представлены исключительно терригенными отложениями, относящимися к нижнему карбону (не моложе среднего визе, а по палинологическим данным принадлежащие скорее всего к турнейскому ярусу). Они соответствуют нижнему терригенному комплексу бортовой зоны.

К юго-западу по простирацию бортовой зоны разрез верхней части подсолевого комплекса также меняется. В скважине Тортай подсолевые породы сложены терригенными толщами, в верхней части с редкими пачками мергелей и известняков. Существенную роль в них играют конгломераты и гравелиты. По микрофауне и спорово-пыльцевым комплексам рассматриваемые отложения относятся к нижней перми, карбону и верхнему девону общей мощностью 2522 м (Кирюхин и др., 1978), причем около 800 м приходится на породы нижней перми.

Близ восточного побережья Северного Каспия на площадях Каратон и Пустынная Приморского вала и Тенгизской площади одноименного поднятия подсолевые палеозойские отложения вскрыты несколькими скважинами (Стасенков и др., 1976). Верхняя часть подсолевого разреза здесь сложена темно-серыми глинистыми известняками с прослоями мергелей и аргиллитов. Рассматриваемые породы содержат фораминиферы и спорово-пыльцевые спектры нижней перми (скорее всего артинского яруса). Их мощность достигает 100—120 м. Нижнепермские отложения непосредственно налегают на карбонатный комплекс, начинающийся серпуховским ярусом нижнего карбона. Он состоит из серых и темно-серых известняков органогенно-обломочных, органогенных и дейтритово-органогенных с отдельными прослоями аргиллитов. В нижней части вскрытого разреза известняки имеют комковатое строение, перекристаллизованные, тонкоплитчатые, доломитизированные и местами переходящие в доломиты. По комплексу фораминифер карбонатный комплекс восточного побережья Каспийского моря включает отложения серпуховского, визейского и турнейского ярусов нижнего карбона и сенновского горизонта фаменского яруса верхнего девона. Его вскрытая мощность в настоящее время равна 1630 м.

Ближний разрез подсолевых палеозойских пород имеет район Астраханского поднятия. Здесь верхняя часть подсолевых пород сложена темно-серыми аргиллитами с редкими прослоями известняков, доломитов и известняковистых песчаников. В его западной части установлены прослои радиоляритов (Кирюхин и др., 1978). По палеонтологическим остаткам рассматриваемые отложения относятся к нижней перми (чаще всего к артинскому ярусу). Их мощность изменяется от 48 до 134 м. Нижнепермские образования перекрывают карбонатный комплекс пород, представленный известняками, темно-серыми, часто органогенными, местами оолитовыми, иногда перекристаллизованными с окремнелыми маломощными терригенными прослоями. По фораминиферам вскрытая часть карбонатного комплекса относится к башкирскому ярусу среднего карбона и нижнему карбону (окский надгоризонт визейского яруса). Его пройденная мощность достигает 700 м.

К югу от Астраханского поднятия породы докунгурской нижней перми переходят в мощную серию морской нижней молассы, слагающей Каракульский погребенный краевой прогиб. Ее вскрытая мощность достигает 2 км.

На региональных профилях КМПВ, отработанных на площадях западного (Астраханское поднятие) и восточного побережья Северного

Каспия, регистрируется группа высокоскоростных (5,8—6,4 км/сек) волн P_{oc}^4 (горизонт d_{oc}^4), которые связаны с карбонатным комплексом пород среднего палеозоя. На больших временах во вторых вступлениях начинает появляться группа высокоскоростных (6,4—7,2 км/сек) волн P_{oc}^5 (горизонт d_{oc}^5). Их характеристика показывает, что они приурочены к поверхности кристаллического фундамента, а высокие граничные скорости более свойственны базальтовому геофизическому слою. На северном побережье Каспийского моря сейсмогеологический разрез характеризуется двумя основными преломляющими поверхностями: верхней с $V_r = 4,5—4,7$ км/сек, приуроченной к кровле кунгурской соли на куполах

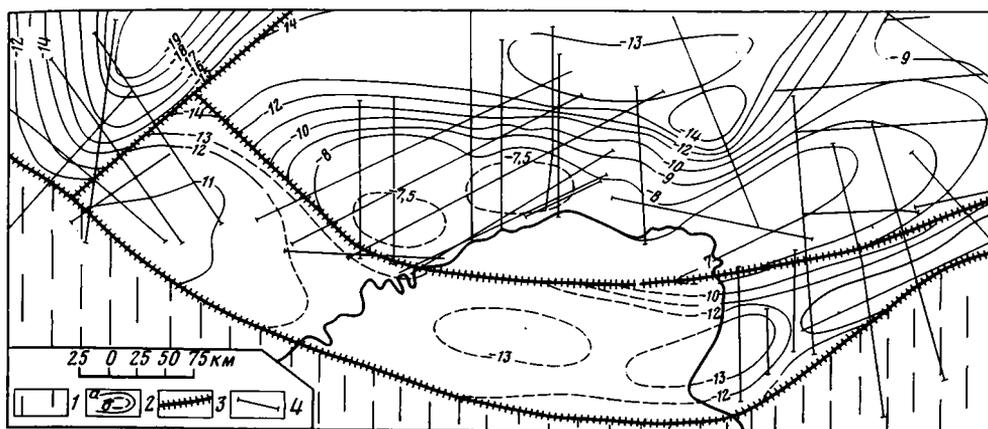


Рис. 1. Структурная карта поверхности фундамента юга Прикаспийской впадины
1 — область развития палеозойского складчатого фундамента и квазиplatformенного чехла Туранской и Скифской плит; 2 — изогипсы поверхности фундамента, км: а — достоверные, б — условные; 3 — разломы; 4 — региональные сейсмические профили КМПВ

или к верхнепермским образованиям в межкупольных зонах, и нижней с $V_r = 5,7—6,4$ км/сек, приуроченной к поверхности кристаллического фундамента. Последний здесь, по-видимому, составляет гранитный геофизический слой. Группа волн P_{oc}^4 , связанная с карбонатным комплексом среднего палеозоя на северном побережье Каспия, регистрируется только на ограниченном участке Мынтюбинской площади. Севернее, в более внутренних районах Прикаспийской впадины, где поверхность фундамента погружается до глубин 13—15 км и глубже, появляется новая группа высокоскоростных (до 6,4 км/сек) волн $P_{oc}^{5,6}$ (горизонт $d_{oc}^{5,6}$), резко отличающихся по своим динамическим и кинематическим характеристикам от других волн (поверхности кристаллического фундамента, карбонатного комплекса среднего палеозоя и соли). Они, по-видимому, приурочены к рифейско-нижнепалеозойскому комплексу пород осадочного чехла впадины.

Сейсмическими исследованиями, проведенными методом отраженных волн (ОГГ), в подсолевом разрезе выделено три опорных отражающих горизонта. На западном и восточном побережье Северного Каспия комплекс пород, заключенный между верхним и средним горизонтами, характеризуется высокими значениями пластовых скоростей (5,8—6,4 км/сек). Он подстилается низкоскоростным комплексом пород. На северном побережье Каспийского моря подсолевая слоистая среда, заключенная между этими горизонтами, достигает 1,2—1,3 км и отличается низкими пластовыми скоростями (4,5—4,7 км/сек).

По поверхности фундамента (сейсмический горизонт d_{oc}^4) на юге Прикаспийской впадины вдоль северного побережья Каспийского моря намечается крупное широтное Северо-Каспийское поднятие, оконтурен-

ное изогипсой — 8 км (рис. 1). Его длина достигает 575 км при ширине до 100—125 км. Центральная часть поднятия осложнена несколькими брахантиклинальными и куполовидными вздутиями, в которых поверхность фундамента поднимается до —7 км. На всем протяжении с юга оно ограничено глубинным разломом, по которому поверхность фундамента опущена до —(10—14) км. На севере поверхность фундамента испытывает относительно пологое (60—70 м/км) погружение, намечая северное, крыло рассматриваемого поднятия. Широтная ориентировка поднятия на западной переклинали изменяется на субширотную. Здесь оно ограничивается продольным разломом юго-восточного борта глубокого субмеридионально ориентированного прогиба (Сарпинского), являющегося частью наиболее погруженной центральной зоны Прикаспийской впадины. Сарпинский прогиб, в пределах которого поверхность фундамента погружена до —19 км, своей южной центральною упирается в шов северного ограничения палеозойского складчатого сооружения кряжа Карпинского. На востоке периклиналь Северо-Каспийского поднятия отклоняется к северо-востоку и отделяется седловиной от субмеридиональной полосы окраинных поднятий, протягивающихся вдоль восточного борта Прикаспийской впадины (Яншин и др., 1975, 1976). Поверхность фундамента в пределах Северо-Каспийского поднятия отличается относительно низкими граничными скоростями, что характерно для пород гранитного слоя земной коры.

Непосредственно к юго-востоку от Сарпинского прогиба расположено крупное изометричное Астраханское поднятие, центральная часть которого прижата к глубинному шву северного ограничения палеозойского складчатого сооружения кряжа Карпинского. Таким образом, оно имеет форму полусвода. На площади Астраханского поднятия поверхность фундамента залегает на глубине 11 км. Оно слегка вытянуто в субширотном направлении и по замкнутой изогипсе —12 км и его длина достигает 190 км при ширине до 110 км. В пределах северо-западного крыла поднятия поверхность фундамента погружается до 13—14 км при градиенте до 50 м/км. Здесь оно непосредственно сопряжено с разломом южного ограничения Северо-Каспийского поднятия.

Юго-восточная периклиналь Астраханского поднятия прослеживается до побережья Каспийского моря. К сожалению, в пределах акватории сейсмическая информация по поверхности фундамента отсутствует. По расчетам глубины залегания магнитоактивных тел она располагается там на отметках —(12—13) км. Вероятно, вдоль шва южного ограничения фундамента Восточно-Европейской платформы эта структурная поверхность несколько приподнята, образуя бортовые поднятия (Яншин и др., 1977,). Последние отчетливо намечаются на восточном побережье Северного Каспия, где поверхность фундамента поднимается до глубины 9—10 км. Таким образом, Астраханское поднятие следует рассматривать в качестве крайнего западного элемента бортовой полосы поднятий. От Северо-Каспийского поднятия полоса бортовых поднятий отделена прогибом, где поверхность фундамента погружена до отметок —(12—13) км. К северо-западу этот прогиб почти полностью редуцируется, и северо-восточное крыло Астраханского поднятия непосредственно сопряжено с северо-западной переклиной Северо-Каспийского поднятия. Поверхность фундамента к югу от Северо-Каспийского поднятия характеризуется высокими граничными скоростями, которые свойственны породам базальтового слоя земной коры.

По сейсмическому горизонту Π_1 (близ поверхности подсолевого ложа) наиболее хорошо изучена территория восточного побережья Северного Каспия. Здесь вырисовывается обширная структурная терраса, размеры которой с севера на юг достигают 150 км. На запад ее трассирование прерывает акватория Каспийского моря, где сейсмическая информация по горизонту Π_1 отсутствует. На восток она переходит в монокли-

наль юго-востока бортовой зоны впадины. В пределах структурной террасы подсолевое ложе залегает преимущественно на глубинах 4,5—5,5 км. Оно осложнено поднятиями и мульдами, где отметки его достигают —(3,6—4) и —(5,6—5,8) км соответственно. Поднятия имеют разную морфологию и амплитуду до 1 км. На севере структурной террасы расположено линейный Приморский вал. Он ориентирован в широтном направлении и только на востоке приобретает субширотную, а затем субмеридиональную ориентировку. Его длина по изогипсе —4,6 км достигает 44 км при ширине до 10—12 км. В своде вала намечается несколько куполовидных и брахиантиклинальных вздутий. Приморский вал имеет практически симметричное строение и подсолевое ложе погружается на его крыльях до 25—30 м/км.

Осложняющие структурную террасу восточного побережья Северного Каспия поднятия чаще имеют куполовидную форму. Наиболее крупное и лучше изученное из них, Тенгизское поднятие расположено в ее южной части. Размеры поднятия по замкнутой изогипсе —4,8 км составляют 26×18 км и оно слегка вытянуто к юго-востоку. Северо-восточное крыло Тенгизского поднятия несколько круче юго-западного и наклон подсолевого ложа на нем достигает 25 м/км.

Отрицательные структуры террасы восточного побережья Северного Каспия морфологически менее выражены. Они, так же как и поднятия подсолевого ложа, здесь находят отражение по кровле допермских карбонатов (преломляющий горизонт d_{oc}^4) и поверхности фундамента (преломляющий горизонт d_k^0).

На север структурная терраса восточного побережья Северного Каспия переходит в пологую моноклинал. Последняя занимает все северное побережье Каспийского моря, полностью перекрывая Северо-Каспийское поднятие поверхности фундамента. В ее пределах поверхность подсолевого ложа погружается от —(5,5—5,6) км на юге до —(7,7—7,5) км в более внутренних северных районах Прикаспийской впадины. При этом градиент наклона увеличивается от 10 м/км на севере до 20 м/км на юге. Моноклинал осложнена редкими, преимущественно округлыми вздутиями и мульдами, размеры которых не превышают первых десятков километров при амплитуде в первые сотни метров.

Астраханское поднятие поверхности фундамента находит отражение и в приподнятом залегании подсолевого ложа. Оно изогипсой —5 км оконтуривается в виде полусвода, прижатого к шву южного ограничения фундамента Восточно-Европейской платформы. Астраханское поднятие по поверхности подсолевого ложа осложнено изометричными вздутиями и мульдами. В первых из них оно поднимается до отметок —(4—4,5) км. К югу оно ограничивается складчатой зоной Каракульского краевого прогиба.

Буровые и сейсмические материалы позволяют достаточно объективно подойти к тектонической и палеогеографической интерпретации разреза подсолевого чехла юга периферии Прикаспийской впадины. Его общая мощность достигает 6—8, а местами 9 км. В центральном ее секторе подсолевой разрез начинает мощный (до 4—5 км) терригенный комплекс. Он в настоящее время буровыми скважинами не достигнут. По аналогии с прилегающими районами западного борта Прикаспийской впадины (Особенности..., 1978) можно предположить, что в его строении принимают участие преимущественно континентальные и морские мелководные отложения низов верхнего, среднего и нижнего девона и, возможно, силура.

Выше следует карбонатный комплекс (до 2,5—3 км), состоящий из морских мелководных образований среднего — нижнего карбона и верхнего девона. Площадь его распространения охватывает район Астраханского поднятия, почти всю акваторию и восточное побережье Северного Каспия. Протяженность полосы карбонатов достигает 650 км при

ширине до 100—150 км. На территории северного побережья Каспия на изолированном участке Мынтюбинской площади зафиксирован преломляющий сейсмический горизонт d_{oc}^* . По-видимому, это связано с распространением здесь ограниченного пятна карбонатного комплекса верхнего девона — среднего карбона, мощность которого по сейсмическим данным может быть оценена в 1,5—2 км.

Венчают подсоловой разрез центрального сектора южной периферии Прикаспийской впадины относительно маломощные (до первых сотен метров) глубоководные депрессионные образования (Воронин, Самойлович, 1975) верхнего палеозоя (преимущественно отложения артинского яруса). Они несогласно ложатся, вероятно, на размытую поверхность ниже- и среднекаменноугольных карбонатов.

На север в сторону Северо-Каспийского поднятия по региональным профилям КМПВ полоса карбонатов резко обрывается и на их стратиграфическом уровне можно предположить появление относительно маломощных (сотни метров) терригенных осадков. Карбонатный комплекс здесь выклинивается и частично замещается маломощными депрессионными глубоководными осадками. Это приводит, вероятно, к образованию уступа, морфология которого в настоящее время не расшифрована. В зоне уступа, по аналогии с западным и северным бортами впадины, можно ожидать появление рифовых тел.

В направлении свода Северо-Каспийского поднятия утоняется и нижний терригенный комплекс, и общая мощность подсолового разреза в его своде не превышает 1—1,5 км. По-видимому, основная часть этого сокращенного подсолового разреза здесь сложена доверхнедевонскими образованиями, т. е. породами нижнего терригенного комплекса.

На восток в сторону урочища Тугаракчан сейсмическими исследованиями также установлен меридиональный обрыв полосы карбонатов среднего палеозоя. Однако их нижняя часть (верхний девон — нижняя часть нижнего карбона) здесь замещается, судя по данным буровых скважин, не менее мощными сериями терригенных континентальных и морских мелководных образований. На юге этой меридиональной границы, вероятно, и верхняя часть среднепалеозойских карбонатов и маломощные депрессионные фации верхнего палеозоя переходят в мощные терригенные толщи континентальных и морских мелководных осадков, и лишь в ее северной части этот стратиграфический уровень карбонатов выклинивается или замещается маломощными глубоководными депрессионными фациями. Таким образом, на меридиане урочища Тугаракчан подсоловой чехол Прикаспийской впадины составляет единый мощный терригенный комплекс. Он образует гигантскую линзу, которая утоняется на север к своду Северо-Каспийского поднятия.

На запад в сторону Сарпинского прогиба карбонатный комплекс среднего палеозоя, по данным региональных сейсмических профилей КМПВ, исчезает из подсолового разреза осадочного чехла Прикаспийской впадины. Он здесь, вероятно, так же как и на востоке, замещается мощными сериями континентальных и морских мелководных терригенных образований, выполняющих Сарпинский прогиб и утоняющихся на север вдоль его оси.

К востоку от меридиана урочища Тугаракчан верхняя часть терригенного комплекса (средневизейский подъярус — докунгурская часть нижней перми) вновь переходит в мелководный карбонатный комплекс. Он слагает северо-западное крыло Южно-Эмбенского поднятия, где ширина его распространения не превышает 20—25 км (Яншин и др., 1976). К северо-востоку полоса Южно-Эмбенских карбонатов непосредственно переходит на территорию восточной периферии Прикаспийской впадины. К северо-западу и западу они выклиниваются и частично замещаются маломощными депрессионными глубоководными фациями (Яншин и др., 1976, 1978). Лишь к востоку от урочища Бинкжал сейсмическим профи-

лем обнаружено изолированное пятно карбонатов (Дальян и др., 1975).

Подсолевой чехол южной периферии Прикаспийской впадины на западе и юго-востоке по региональному шву сопряжен соответственно с разновозрастными складчатыми образованиями кряжа Карпинского и Южно-Эмбенской моногеосинклинали (Дальян и др., 1975). На остальной территории он непосредственно переходит в породы квазиплатформенного чехла Туранской плиты (Буш и др., 1976). Последнее в настоящее время буровыми скважинами не достигнута, но их волновая характеристика имеет некоторые отличия по сравнению с волновым полем подсолевого осадочного чехла юга Прикаспийской впадины. К сожалению, информация не позволяет непосредственно проследить их переходы. Лишь на севере п-ова Бузачи вскрыты мелководные, преимущественно карбонатные отложения верхнего карбона — нижней перми. Верхнепалеозойские маломощные глубоководные отложения Астраханского поднятия на юге сменяются мощными сериями (до 3—4 км) морской нижней молассы Каракульского краевого прогиба.

К северу от Северо-Каспийского поднятия в более внутренних районах Прикаспийской впадины появляется новый мощный комплекс пород, слагающий нижнюю часть осадочного чехла. Он, по-видимому, относится к рифею и нижнему палеозою и выполняет наиболее прогнутую часть впадины. Его мощность достигает 6—7 км.

Проведенный анализ морфологии структурных элементов и тектонического и палеогеографического генезиса комплексов подсолевого разреза позволяет наметить основные закономерности развития осадочного чехла юга Прикаспийской впадины. Уже в рифее на ее месте наметилась обширная депрессия. Судя по ее разбуренной северо-западной окраине, в ней в рифее, а возможно, и в раннем палеозое накапливались мощные серии эпиконтинентальных осадков. По-видимому, в конце раннего палеозоя на территории Прикаспийской впадины наступил длительный перерыв в осадконакоплении, обширные пространства были приподняты и денудированы. Об этом свидетельствует повсеместное стратиграфическое и структурное несогласие, фиксированное в основании среднедевонских образований по северной и западной перифериям впадины.

По-видимому, со среднего палеозоя активное прогибание сопряженных геосинклинальных структур обрамления Прикаспийской впадины привело к активному опусканию ее южной и восточной периферии. Оно компенсировалось мощными толщами терригенных осадков, которые по мере уменьшения темпа погружения в сторону более внутренних районов впадины испытывали утонение. В центральном отрезке южной периферии в позднем девоне терригенное осадконакопление сменилось карбонатным. Последнее продолжалось здесь и в последующие отрезки ранне- и среднекаменноугольного времени. В более восточных районах южной периферии смена терригенного осадконакопления на карбонатное произошло позднее, в середине визейского века, где оно продолжалось вплоть до раннепермской эпохи. Видимо, поток обломочного материала, поступающего в позднем девоне и первой половине раннего карбона преимущественно с востока и юго-востока в районе восточного побережья Северного Каспия, затухал и сменялся накоплением карбонатных осадков в условиях умеренно прогибающегося шельфового бассейна. Только в районе урочища Тугаракчан в течение среднего и позднего палеозоя шло накопление терригенных осадков, образовавших конус выноса. Состав его обломочных компонентов (Дальян и др., 1975) и пространственное положение формирующихся толщ исключают восточный (уральский) и юго-восточный источники сноса. Конус выноса, по-видимому, обязан поднимающемуся и размывающемуся блоку суши, расположенному где-то на территории Северо-Западного Устьярта. Аналогичный конус выноса формировался в среднем — позднем палеозое и в крайней западной части южной периферии Прикаспийской впадины вдоль оси Сарпинско-

го прогиба. Терригенный материал проникал сюда из Донецкой геосинклинали, выполняя наиболее погруженную зону Сарпинского прогиба. Возможно, его появление было связано с наличием источников сноса, расположенных непосредственно к югу от него в области северного склона Большого Кавказа. Тугаракчанский и Сарпинский конусы выноса отделили карбонатный шельф южной периферии от карбонатных шельфов западного и юго-восточного (Южно-Эмбенское поднятие) бортов Прикаспийской впадины.

Среднепалеозойское погружение, охватившее территорию южной периферии Прикаспийской впадины, обусловлено развитием сопряженных геосинклинальных трогов. Оно компенсировалось накоплением мощных серий континентальных и морских мелководных терригенных и карбонатных осадков. Перикратонное опускание привело к погружению на несколько километров поверхности кристаллического фундамента. Ундуляция его шарнира наметила отдельные участки более замедленного погружения. К ним относится Астраханское сводовое поднятие, представляющее поперечную седловину в зоне перикратонного опускания юга Прикаспийской впадины. Перикратонное опускание имело место в среднем палеозое на восточной периферии Прикаспийской впадины в связи с развитием Уральской геосинклинальной системы (Авров и др., 1965, 1969; Яншин и др., 1975). Перикратонное погружение создало окраинную полосу остаточного приподнятого залегания поверхности фундамента. Последняя гигантским полукольцом опоясала Прикаспийскую впадину. Следует отметить, что окраинные поднятия возникли только на южной и восточной перифериях, где Прикаспийская впадина соприкасалась с палеозойскими геосинклиналями. Там, где последние отсутствовали, т. е. вдоль западного и северного бортов, окраинные поднятия на территории впадины не возникали.

Приведенные материалы показывают, что крылья остаточных окраинных поднятий южной и восточной периферии Прикаспийской впадины имеют неодинаковую тектоническую природу и разновозрастны. Северное и западное крылья обязаны развитием рифейско-раннепалеозойской депрессии, а южное и восточное возникли значительно позже (в среднепалеозойское время) в связи с вовлечением периферии впадины в перикратонное опускание. В остаточную систему окраинных поднятий не следует включать Астраханское поднятие, отличающееся значительно большими мощностями подсолевого чехла и иным составом фундамента. Оно представляет собой, как указывалось выше, крупную поперечную седловину, осложняющую зону перикратонного опускания.

Исчезновение карбонатного комплекса пород в более внутренних районах южной периферии Прикаспийской впадины несомненно свидетельствует о существовании в среднем палеозое относительно глубоководного бассейна. В нем мелководные биогенные карбонаты не отлагались и замещались относительно маломощными, более глубоководными терригенно-карбонатными осадками. Установить с достаточной определенностью время его возникновения в настоящий момент сложно. Возможно, что кратковременные опускания, создавшие глубоководный бассейн, произошли непосредственно после регионального воздымания раннепалеозойского времени, где-то в первой половине среднего палеозоя (силуре — раннем девоне). Однако терригенное осадконакопление этого времени крайне затрудняет его расшифровку, ибо в отличие от карбонатного оно должно создавать линзы повышенных мощностей вдоль континентального подножия глубоководного бассейна. Отделить их от толщ, возникших в конседиментационно погружающемся эпиконтинентальном бассейне, очень трудно, а по сейсмическим материалам и одиночным буровым скважинам практически невозможно.

Несомненно, глубоководный бассейн на юге Прикаспийской впадины существовал в позднем девоне — среднем карбоне (рис. 2). Бровку его

континентального склона трассирует северная граница распространения карбонатного комплекса. На участках его замещения терригенными образованиями контур глубоководного бассейна можно наметить с большой долей условности.

Выклинивание посленижневизейского карбонатного комплекса на северо-западном крыле Южно-Эмбенского поднятия, относительно глубо-

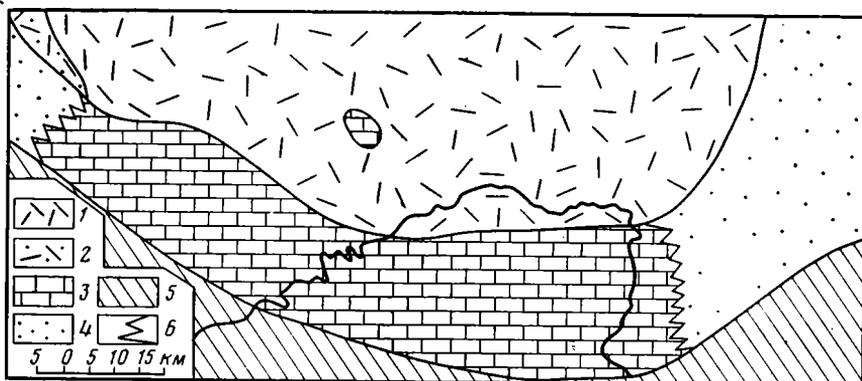


Рис. 2. Палеотектоническая схема позднедевонского времени

1—2 — области глубоководного бассейна с накоплением: 1 — маломощных депрессионных осадков, 2 — мощных терригенных осадков; 3—4 — области конседиментационного внутриплатформенного и перикратонного прогибания с накоплением эпиконтинентальных осадков: 3 — карбонатных, 4 — терригенных; 5 — области квазиплатформенного и геосинклинального (интенсивного) прогибания с накоплением эпиконтинентальных осадков; 6 — зоны перехода карбонатного и терригенного осадконакопления

ководный облик маломощных среднекаменноугольных осадков в разрезе Биикжальской опорной скважины и, напротив, их мелководный характер в подстилающих нижневизейско-турнейских образованиях указывает на новое кратковременное опускание. Оно произошло, по-видимому, в

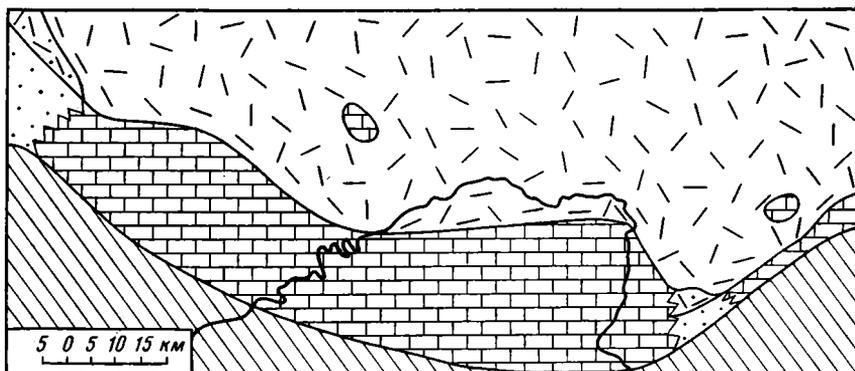


Рис. 3. Палеотектоническая схема поздневизейского времени

Условные обозначения см. рис. 2.

середине раннекаменноугольной эпохи и отодвинуло границу глубоководного бассейна на востоке южной периферии Прикаспийской впадины на несколько десятков километров к югу. Бровка континентального склона проходила вдоль Южно-Эмбенского поднятия (рис. 3).

В конце карбона или начале перми карбонатный шельф центрального сектора южной периферии Прикаспийской впадины был приподнят и денудирован. Затем произошел новый провал, приведший к опусканию каменноугольного шельфа и затоплению его водами глубоководного раннепермского бассейна. В пределах его акватории откладывались преимущественно маломощные глубоководные осадки, резко несогласно перекрывающие размытую поверхность доверхнекаменноугольных карбонатов. Граница раннепермского глубоководного бассейна здесь отступила на 100—

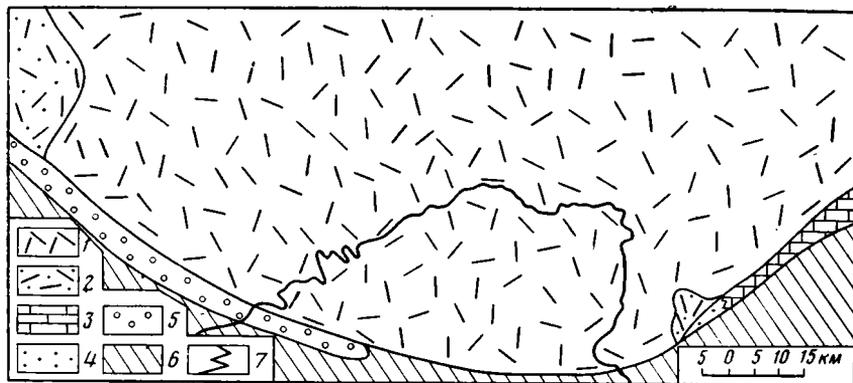


Рис. 4. Палеотектоническая схема артинского времени

1—2 — области глубоководного бассейна с накоплением: 1 — маломощных депрессионных осадков, 2 — мощных терригенных осадков; 3—4 — области конседиментационного платформенного прогибания с накоплением эпиконтинентальных осадков: 3 — карбонатных, 4 — терригенных; 5 — области погружения краевого прогиба с накоплением мощных толщ эпиконтинентальных осадков; 6 — области квазиплатформенного прогибания или поднятия палеозойского фундамента; 7 — зоны перехода карбонатного и терригенного осадконакопления

150 км к югу по сравнению с позднедевонско-среднекаменноугольным (рис. 4). На западе в районе Астраханского свода она трассируется вдоль Каракульского прогиба. Последний представлял собой интенсивно погружающуюся структуру, компенсирующую поднимающуюся геоантиклиналь кряжа Карпинского. Каракульский прогиб являлся своеобразной ловушкой обломочного материала, препятствуя его поступлению в глубоководный бассейн территории Прикаспийской впадины. Восточнее Астраханского поднятия контур глубоководного бассейна может быть лишь условно намечен вдоль шва, ограничивающего фундамент Восточно-Европейской платформы. Однако южнее на п-ове Бузачи верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения, как указывалось выше, представлены уже мелководными фациями. В районе Южно-Эмбенского поднятия контур раннепермского глубоководного бассейна испытывал изгиб к северу и практически совпадал с его положением в каменноугольном периоде. Видимо, здесь раннепермское опускание либо не проявилось, либо совпало с границей предыдущего предсредневизейского погружения.

В кунгурском веке глубоководный Прикаспийский бассейн начал быстро заполняться многокилометровыми толщами эвапоритов. Их накопление началось на больших глубинах (первые километры). Об этом свидетельствует весь ход предкунгурского развития территории Прикаспийской впадины, глубоководный характер подстилающих нижнепермских осадков и палеогеографическая обстановка, необходимая для формирования мощных соленосных толщ. Последнее положение было обосновано А. Л. Яншиным еще в 1961 г. (Яншин, 1961). Окончательная компенсация Прикаспийского бассейна произошла в позднепермское, а

возможно, и раннетриасовое время, когда он приобрел эпиконтинентальный характер. Эпиконтинентальный бассейн продолжал существовать на территории Прикаспийской впадины и в последующие отрезки геологического времени. Дифференцированный характер прогибания наметил в ее пределах две обширных депрессии, разделенные крупным субширотным поднятием типа структурного носа (Волож, 1971; Карпенко, 1978). Осевая зона последнего проходит вдоль северного побережья Каспия, а затем она отклоняется к северо-востоку, раскрываясь в сторону Подуральского плато. Юрско-палеогеновая южная депрессия занимает южную периферию Прикаспийской палеозойской впадины. Она является составной частью Северо-Устюртского прогиба, представляя его северный борт и западную центроклиналь, осложненные солянокупольными структурами.

Возможно, новая волна кратковременного погружения имела место в преакчагыльское время, приведя к образованию в западных районах Прикаспия плоской наложенной Атрауской (Букеевской) синеклизы.

Приведенный анализ развития показывает, что территория Прикаспийской впадины в рифейское, а вероятно, и в раннепалеозойское время представляла окраинную часть Восточно-Европейской платформы. В среднепалеозойское время она вступила в принципиально новый этап развития. В ее недрах начались мощные глубинные процессы, приведшие к утонению консолидированной коры и исчезновению геофизического гранитного слоя (Яншин и др., 1977₂). В поверхностном выражении они реализовались в виде кратковременных высокоамплитудных опусканий, приведших к образованию глубоководного бассейна типа котловин современных Черного и Средиземного морей. Общая величина этих погружений составила многие километры. При карбонатном осадконакоплении в глубоководном бассейне отлагались маломощные депрессионные фации. При терригенном осадконакоплении, напротив, у континентального подножия происходило резкое раздувание их мощностей. За бровкой континентального склона на акватории шельфа в условиях длительного конседиментационного погружения шло формирование относительно мощных серий эпиконтинентальных осадков. Основная величина этого прогибания обусловлена весом накапливающихся осадков. Изостазия существенно влияла на участки глубоководного бассейна, захоронявшегося мощными толщами терригенных осадков, приводя к их дополнительному погружению. Кратковременные опускания местами имели дифференцированный характер. Это привело к тому, что вдоль периферии бассейна сохранились изолированные участки мелководья, в пределах которых продолжалась садка биогермных карбонатов. Таким образом, условия глубоководного бассейна, созданного кратковременными опусканиями, конседиментационное прогибание и региональные воздымания привели к сложному взаимоотношению осадочных комплексов разреза и создали структурный план юга Прикаспийской впадины.

Предложенная модель строения и развития подсолевого чехла юга Прикаспийской впадины позволяет дифференцировать возможности его нефтегазоносности и наметить первоочередные перспективные объекты. В его разрезе выделяется несколько самостоятельных для поисков нефти и газа геологических комплексов. Наиболее древним из них является рифейско-нижнепалеозойский, выполняющий центральную часть Прикаспийской впадины. Потенциальные возможности его остаются в настоящее время практически не выясненными.

Следующий объект представляют терригенные образования среднего — верхнего палеозоя. Особенно они интересны в зонах Тугаракчанского и Сарпинского конусов выноса, где непосредственно перекрываются соленосным комплексом кунгура. Здесь присутствуют выклинивающиеся линзовидные тела с порово-трещиноватыми коллекторами. Особенно перспективна верхняя (верхнекаменноугольная — нижнепермская) часть

подсолевого разреза, вполне доступная для ее освоения глубоким бурением (4—5 км).

Третий самостоятельный объект поисков месторождений нефти и газа составляет карбонатный комплекс среднего палеозоя. В нем продуктивные залежи связаны с трещинными коллекторами антиклинальных поднятий. Весьма перспективны здесь поиски рифовых, тел, особенно близ северной границы его выклинивания. В настоящее время из него на площади Астраханского поднятия получены промышленные притоки горючего газа (Ровнин и др., 1977).

Маломощные глубокоководные депрессионные фации внутренних районов юга Прикаспийской впадины являются четвертым потенциальным объектом подсолевого разреза. Они еще очень плохо изучены. Скорее всего их следует рассматривать как нефтематеринские.

Литература

- Аббасов И. А., Абрамсон Р. И., Авров В. П., Керимова И. К., Казакова Л. М. Новые данные о глубинной тектонике северного побережья Каспийского моря. Нефтегазовая геология и геофизика, 1976, № 12.
- Авров В. П., Булекбаев З. Е., Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Журавлев В. С., Мулдакулов Г. Г., Фоменко К. Е., Шлезингер А. Е. Основные черты строения восточной и юго-восточной окраины Прикаспийской впадины по подсолевым отложениям.— Геотектоника, 1965, № 1.
- Авров В. П., Булекбаев З. Е., Гарецкий Р. Г., Дальян И. Б., Мулдакулов Г. Г., Шлезингер А. Е. Пространственное положение и характер юго-восточной границы Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Методика и результаты комплексных геофизических исследований. М., «Недра», 1969.
- Айзенштадт Г. Е.-А., Днепров В. С., Ганелина Р. А. О возрасте подсолевых отложений в Биикжалской сверхглубокой скважине на юге Прикаспийской впадины.— Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 5.
- Бронгулеев В. В., Комаров В. П. Структурные планы поверхности фундамента и подсолевого комплекса Прикаспийской синеклизы.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53, вып. 3.
- Буш В. А., Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г., Шлезингер А. Е. Срединные массивы фундамента молодых платформ Евразии и их чехлы.— В сб.: Тектоника срединных массивов. М., «Наука», 1976.
- Волож Ю. А. Методика изучения региональной структуры Прикаспийской впадины с целью выделения зон нефтегазонакопления (на основе объемного метода анализа мощностей). Автореф. канд. дис. М., ИГИРГИ, 1971.
- Воронин Н. И., Бродский А. Я., Цведель Ю. А., Яковлев Л. Т. О строении подсолевых отложений Астраханского свода.— Геология нефти и газа, 1975, № 9.
- Воронин Н. И., Самойлович В. Л. О характере сочленения Прикаспийской впадины и вала Карпинского.— Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 3.
- Дальян И. Б., Сапожников Р. Б., Чистяков В. Г., Шлезингер А. Е. Глубинная структура зон сопряжения Прикаспийской впадины, Северного Устюрта и южного погружения Уральской складчатой системы.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 6.
- Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. М., «Наука», 1972.
- Карпенко Ю. А. Анализ роли региональной и локальной тектоники в нефтегазоносности подсолевого комплекса западной части Прикаспийской впадины. Автореф. канд. дис. ИГИРГИ, М., 1978.
- Касаткин Д. П., Шарапова Л. В., Троянский В. Т., Комиссарчик Б. С., Цведель Ю. А., Черкасов Н. Ф., Юрченко Б. И. Тектоника юго-западного обрамления Прикаспийской впадины по сейсмо-гравитационным данным.— В сб.: Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины. Тр. НВНИИГГ, вып. 3. Саратов, «Коммунист», 1965.
- Кирюхин Л. Г., Капустин И. Н., Копытченко В. Н., Обрядчиков О. С., Сдобников В. Б., Воробьев С. Б. Особенности строения и развития подсолевого комплекса Прикаспийской впадины.— Тр. ВНИГНИ, вып. 208, 1978.
- Мальцев В. И. Некоторые вопросы геологического строения и перспектив нефтегазоносности Астраханского Прикаспия.— В сб.: Региональные геолого-геофизические исследования в бортовой зоне Прикаспийской впадины.— Тр. НВНИИГГ, вып. 3. Саратов, «Коммунист», 1965.
- Мовшович Е. В. Об инверсионном характере тектонического развития Северного Прикаспия в позднем палеозое.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 1.
- Мовшович Е. В. Палеогеография и палеотектоника Нижнего Поволжья в пермском и триасовом периодах. Изд-во Саратовского ун-та, 1977.

- Неволин Н. В.* Глубинное строение Прикаспийской впадины.— Геотектоника, 1978, № 3.
- Особенности геологического строения и нефтегазоносность подсолевых отложений северо-западной части бортовой зоны Прикаспийской впадины. Серия нефтегазовая геология и геофизика. М., ВНИИОЭНГ, 1978.
- Ровнин Л. И., Мизинов Н. В., Воронин Н. И.* Открытие месторождений газа на Астраханском своде и задачи дальнейших поисково-разведочных работ.— Геология нефти и газа, 1977, № 10.
- Сапожников Р. Б.* Тектоническое районирование восточной части Прикаспийской впадины и южного погружения Урала по геофизическим данным.— Бюл. МОИП, Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 1.
- Стасенков В. В., Аббасов И. А., Авров В. П., Аксенов А. Л., Кирюхин Л. Г., Нсанов Т. К., Обрядчиков О. С.* Новые данные о тектонике и нефтегазоносности северо-восточного побережья Каспийского моря. М., ВНИИОЭНГ, 1976.
- Уразалин Т. И.* Тектоника Южно-Эмбенского поднятия в свете новых геолого-геофизических данных.— В сб.: Нефть и газ. Алма-Ата, 1975.
- Цведель Ю. А., Касаткин Д. П., Слапогузов А. П., Яковлев А. Т.* Глубинное геологическое строение юго-западной части Прикаспийской впадины по данным сейсмических исследований.— Сов. геол., 1972, № 7.
- Чепелюгин А. Б., Шереметьева Г. А.* Рифогенные ловушки нефти и газа на юго-востоке Прикаспийской впадины.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1978, № 1.
- Яншин А. Л.* О глубине солеродных бассейнов и некоторые вопросы формирования мощных соляных толщ.— Геология и геофизика, 1961, № 1.
- Яншин А. Л., Гридасов Ю. М., Дальян И. Б., Мулдакулов Г. Г., Посадская А. С., Трайнин Л. П., Шлезингер А. Е.* Структура палеозойского подсолевого комплекса востока Прикаспийской впадины.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 9.
- Яншин А. Л., Авров В. П., Сапожников Р. П., Шлезингер А. Е.* Структура подсолевого комплекса юго-востока Прикаспийской впадины и перспектива ее нефтегазоносности.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 7.
- Яншин А. Л., Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е.* Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 5.
- Яншин А. Л., Волож Ю. А., Капустин И. Н., Кирюхин Л. Г., Сапожников Р. Б., Шлезингер А. Е.* Структура палеозойского подсолевого комплекса северо-востока Прикаспийской впадины.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11.
- Яншин А. Л., Волож Ю. А., Дальян И. Б., Капустин И. Н., Кирюхин Л. Г., Сапожников Р. Б., Шлезингер А. Е.* Палеотектонические условия образования подсолевых комплексов Восточного Прикаспия.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 7.

Геологический институт АН СССР
ИГиРГИ
Институт геологии АН КазССР
Турланская экспедиция
Министерства геологии СССР
Спецгеофизика
Министерства геологии СССР

Статья поступила
15 июня 1979 г.

УДК 551.242.3(574.3)

Е. А. АЛЕКТОРОВА

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ВНУТРЕННЕЙ ОБЛАСТИ ПАЛЕОЗОИД ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Основные черты строения и особенности развития внутренней области палеозойд Центрального Казахстана определяются наличием в основании складчатых комплексов консолидированного блока, являющегося фрагментом древней деформированной платформы. Каледонские эвгеосинклинали окаймляли консолидированный блок, который в это время играл роль срединного массива, позднее (в среднем палеозое) перекрытого терригенным чехлом.

В позднем палеозое этот блок подвергся процессам орогенной активизации, которые выразились в сводообразовании, сопровождавшемся магматизмом среднего и кислого состава и формированием специфического набора эндогенных месторождений (медно-порфировых, редкометальных, золото-серебряных и др.).

Палеозойды Центрального Казахстана располагаются на стыке меридиональной и широтной ветвей Урало-Монгольского складчатого пояса. Для них характерен своеобразный «замкнутый» тектонический план, определяющийся сочетанием дугообразно-линейных и мозаичных глыбово-складчатых структур. Дугообразно-линейные элементы отвечают каледонским складчатым зонам, а наиболее четко выраженным мозаично-складчатым строением обладает внутренняя часть палеозойд — Джунгаро-Балхашская герцинская область.

Нам представляется, что основные черты геотектонического развития Центрального Казахстана определяются наличием в основании палеозойских складчатых комплексов древних блоков с корой континентального типа, периодически испытывавших эндогенную активизацию. Мы видим в этом сходство Центрального Казахстана с Верхояно-Колымской областью, которую М. В. Муратов (1977) отнес к категории деформированных платформ. Две эти области имеют близкие размеры, изометричную форму и сходный тектонический рисунок, отмеченный Е. Д. Шлыгиным (1976). Не все исследователи признают участие древних блоков в строении названных складчатых областей. Разногласия выразились в острой дискуссии относительно тектоники Колымо-Индигирского междуречья (Пушаровский, 1977, и др.). В Центральном Казахстане существование докембрийских консолидированных блоков признается многими геологами (Борукаев, 1960; Беспалов, Есенов, 1974, и др.). Считается, что к началу формирования палеозойских структур существовала зрелая кора континентального типа и установился платформенный тектонический режим (Зайцев, 1977). Что же касается степени влияния блоков древней консолидации на формирование палеозойских складчатых комплексов, то она понимается по-разному. Особенно противоречивы представления об истории развития Джунгаро-Балхашской складчатой области.

Одни исследователи вслед за Н. Г. Кассиным (1934, 1960) считают, что главнейшие особенности строения этой области обусловлены наличием в ее основании жесткого блока; другие вслед за Н. С. Шатским (1938)

полагают определяющими геосинклинальные процессы. В последние годы получила развитие мобилистическая концепция, согласно которой в строении герцинид Центрального Казахстана важнейшая роль отводится так называемым океаническим структурам с их ультрабазитовыми и базитовыми формациями, которые согласно этой концепции предполагаются в основании терригенных складчатых комплексов Джунгаро-Балхашской области (Пейве и др., 1976; Антонюк и др., 1977).

Мы полностью присоединяемся к мнению Н. Г. Щербы о том, что «... новые геологические и геофизические данные подтверждают представления Н. Г. Кассина о мозаично-глыбовом строении Центрального Казахстана и о подчиненности полей складчатости размещению древних глыб...». Н. Г. Щерба подчеркивает, что дугообразные элементы каледонид подчинены первично-глыбовым структурам и что «в этом отношении схема тектонического строения Центрального Казахстана Н. К. Кассина оказалась ближе к действительности, чем более поздняя схема Н. С. Шатского» (Щерба, 1970).

Характер позднекембрийских формаций свидетельствует о том, что к началу палеозоя в Казахстане возникли две системы структур с резко отличными режимами развития: платформенным и геосинклинальным. Первая представлена изометричными жесткими блоками, которые, вероятно, можно рассматривать как обломки расчлененной древней платформы. Вторая система структур представлена узкими эвгеосинклинальными трогами, развивающимися на коре океанического или переходного типа. Окаймляя жесткие блоки, эвгеосинклинали дугообразно изгибаются, что и обуславливает замкнутый рисунок Центрально-Казахстанской складчатой системы. Относительная роль «жестких» массивов и геосинклинальных зон отчетливо видна на палеотектонической реконструкции (рис. 1). Центральное положение в системе древних структур занимает наиболее крупный фрагмент дорифейской платформы — Балхашский блок, на существование которого под палеозойскими толщами впервые указал Н. Г. Кассин (1960).

Эвгеосинклинальные трог, ограничивавшие этот блок, заложилась, вероятно, вдоль фрагментов трансрегиональных разломов, расколовших дорифейскую платформу. Юго-западной и западной границей массива служит Джалаир-Найманский прогиб, северной — Тектурмасский, северо-восточной — Чингиз-Тарбагатайский и южной, вероятно, Заилийский. Будучи окружен геосинклинальными зонами, Балхашский блок в течение нижнего и среднего палеозоя играл роль срединного массива.

Наиболее древними отложениями, известными в пределах Балхашского срединного массива и огибающих его эвгеосинклинальных трогов, являются рифейские и венд-кембрийские толщи. Среди них намечается латеральный ряд формаций, члены которого характеризуют два названных тектонических элемента с резко различным режимом геологического развития. Так, в пределах Атасу-Моинтинского водораздела и на северо-восточных склонах Чу-Илийских гор позднерифейские и вендские отложения представлены слюдястыми и углистыми сланцами, кварцитовидными песчаниками, часто с реликтами косой слоистости,

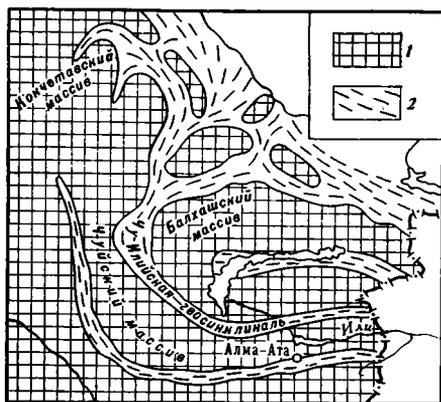


Рис. 1. Схема расположения основных геологических структур в венд-нижнекембрийское время на территории восточной части Казахстана (по В. Ф. Беспалову, 1974)

кварцитами, порфироидами, известняками. Особенности литологического состава и сравнительно небольшие мощности этих отложений, не превышающие 2—3 км, дали основание сопоставить их с кокчетавской свитой и отнести к субплатформенной формации (Авдеев и др., 1974; Звонцов, 1973). В это же самое время на юго-западных склонах Чу-Илийских гор сформировались мощные стратифицированные толщи совершенно иного характера. Они представлены чередованием амфиболитов, актинолит-хлорит-эпидотовых и других сланцев — продуктов метаморфизма пород

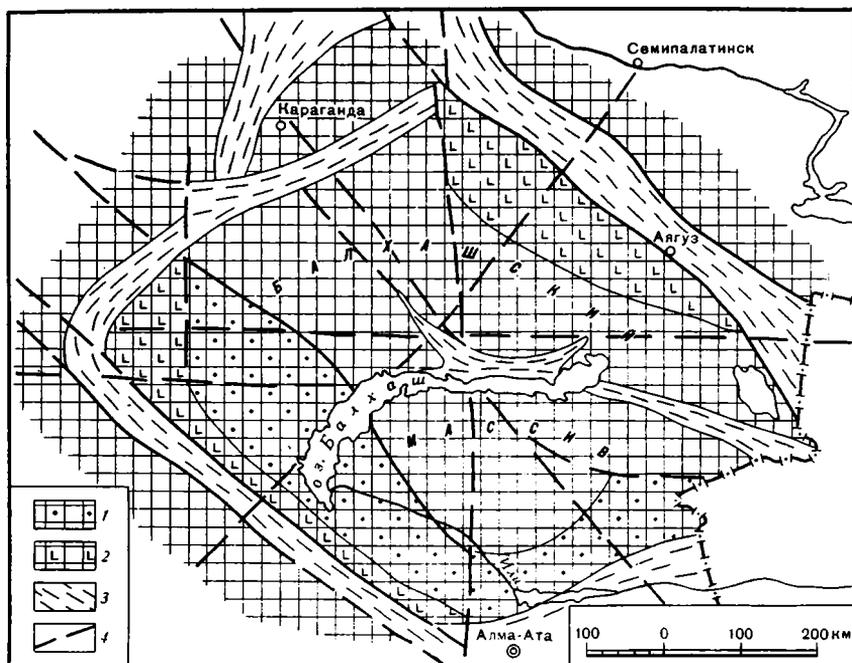


Рис. 2. Палеотектоническая схема на время позднего рифея — раннего палеозоя
 1 — срединные массивы, в том числе с чехлом терригенно-карбонатных отложений; 2 — краевые части Балхашского срединного массива, переработанные геосинклинальными процессами; 3 — эвгеосинклинальные трюги; 4 — фрагменты трансрегиональных разломов

основного состава. В строении верхних частей разреза этих толщ участвуют песчаники, алевролиты с прослоями яшмо-кварцитов и порфиритов (Токмачева и др., 1974). Вулканоогенно-осадочные отложения прорваны многочисленными интрузиями гипербазитов. Рассмотренные отложения принадлежат базальтовой кремнисто-терригенной формации, характеризующей эвгеосинклинальные условия их накопления. Сходные формации известны в пределах Тектурмасского и Чингиз-Тарбагатайского эвгеосинклинальных прогибов.

Таким образом, формационный анализ подтверждает сосуществование в раннем палеозое двух важнейших типов тектонических элементов: консолидированного блока и глубоко прогнутых эвгеосинклинальных зон.

Наличие крупного массива с корой континентального типа под осадочными и эффузивными толщами палеозоя подтверждается и геофизическими данными (Бекжанов и др., 1975). При этом по неоднородности геофизического поля и особенностям размещения раннепалеозойских геологических формаций можно судить о сложном строении Балхашского срединного массива (рис. 2). В позднем рифее в своей средней части (вдоль северного побережья оз. Балхаш) массив был расцелен рифто-

образной структурой широтного простирания, вероятно, выклинивающейся на западе (в районе г. Балхаш). Нижнепалеозойские образования, слагающие эту структуру, представлены мощной кремнисто-терригенной толщей с офиолитовым комплексом в основании, сходными по составу с выполнением эвгеосинклинальных трогов. Западная и южная окраины Балхашского срединного массива одновременно с пограничными эвгеосинклиналями были вовлечены в опускание. Распространенные здесь терригенно-карбонатные толщи венда — раннего палеозоя вполне резонно рассматриваются в качестве чехла Балхашского срединного массива (Звонцов, 1973). Эти отложения обнажаются в пределах Атасу-Моинтинского водораздела и в Центральной Джунгарии.

Северо-Восточный край Балхашского массива, отвечающий территории Западного Чингиза, испытал в нижнем палеозое весьма интенсивную геосинклинальную переработку, приведшую к значительной деструкции континентальной коры. Раннепалеозойские отложения представлены здесь вулканогенными и кремнистыми породами, которые многими исследователями принимаются за эвгеосинклинальные. Однако В. Ф. Беспалов обратил внимание на отличительные особенности геосинклинальных отложений Западного Чингиза, которые сближают их с представителями формаций островодужного типа. Венд-кембрийские вулканогенные толщи ассоциируют с терригенными мелководными, нередко красноватыми отложениями. В позднем кембрии и ордовике базальтовый вулканизм сменяется андезитовыми и дацит-андезитовыми сериями, дифференцированными в отдельных структурах до липаритов и гранит-порфиров. Отмечается относительно слабая дислоцированность и элементы мозаичности в рисунке складчатых структур (Беспалов, Есенов, 1974). В фундаменте Западно-Чингизской зоны геофизическими методами фиксируется «жесткая» глыба (см. рис. 1), которая может рассматриваться как останец срединного массива, не затронутый процессами деструкции. Сходные процессы регенерации геосинклинального режима проявились в нижнем палеозое и на юго-западной окраине Балхашского срединного массива, в Чу-Илийской зоне, параллельной Джалаир-Найманскому эвгеосинклинальному прогибу, и в Западном Прибалхашье. Ордовикские толщи Чу-Илийских гор представлены кремнисто-вулканогенной формацией, которую можно рассматривать как свидетельство глубоко зашедших процессов деструкции континентального блока земной коры. В пределах этой зоны так же, как и в Западном Чингизе, сохранились «жесткие» глыбы — останцы древней платформы с рифейским чехлом, о котором говорилось выше. Процесс геосинклинальной регенерации, начавшийся в ордовике на границе с эвгеосинклинальным трогом, в нижнем силуре сместился к северо-востоку, захватив Западное Прибалхашье, где в это время формировались терригенно-вулканогенные отложения, с формациями островных дуг. В этих толщах мощностью до 1—2 км морские обломочные породы чередуются с континентальными эффузивами среднего и кислого составов. В целом комплекс ордовикских и нижнесилурийских отложений северо-восточных склонов Чу-Илийских гор и Западного Прибалхашья имеет черты сходства с формациями островодужного типа Западного Чингиза.

В начале среднего палеозоя формационные различия в области срединного массива и окружавших его геосинклинальных зон сглаживаются. Повсеместно широкое распространение получают терригенные осадки флишoidно-молассoidного характера. В складчатых зонах, образовавшихся на месте эвгеосинклинальных прогибов и испытавших общее поднятие, эти отложения представляют нижнюю морскую молассу, тогда как на срединном массиве появление морских терригенных отложений знаменует начало его погружения.

Терригенные толщи, перекрывшие Балхашский массив, испытали значительные дислокации и рассматриваются обычно как геосинкли-

нальный флишоидный комплекс Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклинали. Вопреки этой господствующей в настоящее время точке зрения мы предполагаем иную тектоническую природу силурийско-девонского складчатого комплекса Джунгаро-Балхашской области, так как многие особенности лишают последнюю классических черт геосинклинали. На это обстоятельство в свое время обратил внимание Н. Г. Кассин, указавший на мозаичный характер складчатости, блоковое строение территории и другие признаки близко расположенного жесткого фундамента (1960). Область развития среднепалеозойских песчано-алевролитовых отложений практически лишена разновозрастных магматических проявлений. Восстанавливая палеогеографические условия осадконакопления в силуре, С. М. Бандалетов отмечает, что Джунгаро-Балхашское море было мелководно и заполняло обширный бассейн изометричной формы с массой островов не вулканического происхождения. Отдельные наиболее глубокие прогибы сильно удалены друг от друга и имеют разное, часто взаимно перпендикулярное направление, согласное с генеральным простиранием ближайших линейных зон каледонид. Характер складчатости терригенных толщ весьма изменчив и во многом зависит от блокового строения фундамента (штамповые складки) или подчиняется разломной тектонике (линейная складчатость). Сравнительно небольшие мощности отложений (2—5 км) и резкая их изменчивость тоже отличают силурийско-раннедевонские толщи Джунгаро-Балхашской области от типично геосинклинальных образований. К тому же они характеризуются невыдержанностью литологического состава по латерали, частой перемежаемостью в разрезе пород различной крупности зерна, непостоянством мощности прослоев. Ритмичное строение толщи наблюдается только на некоторых стратиграфических уровнях. Иногда в разрезе присутствуют мощные пачки грубых, плохо сортированных разностей песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов. Все это указывает на флишоидно-молассоидный тип отложений (Бандалетов, 1969).

Перечисленные выше особенности строения терригенного комплекса, мозаичный характер складчатости и присущая этапу его формирования амагматичность позволяют сравнивать среднепалеозойские песчано-алевролитовые толщи Джунгаро-Балхашской области с отложениями чехла срединного массива, выделяемыми В. М. Муратовым в качестве самостоятельного структурного комплекса (Муратов, Яншин, 1976).

Восходящие движения в каледонидах, подвергшихся процессам среднепалеозойской активизации, в девоне достигли максимума и завершились бурным наземным вулканизмом существенно кислого состава (девонский вулканогенный пояс, по А. А. Богданову, 1965). В это же время в Джунгаро-Балхашском прогибе продолжалось накопление терригенных морских отложений. Таким образом, терригенные отложения Джунгаро-Балхашской области и эффузивы девонского вулканического пояса, наложенного на каледониды, являются членами единого латерального формационного ряда, характеризующего условия осадконакопления в разновозрастных силурийско-девонских структурах с разным режимом развития (рис. 3).

На границе этих структур в единых разрезах могут совмещаться представители двух различных членов одного ряда формаций, как это и имеет место на границе между Джунгаро-Балхашской впадиной и девонским вулканогенным поясом. По данным Н. П. Четвериковой (1966) и др., девонские вулканиды здесь вплетаются в разрез прилегающих с юга морских терригенных толщ. На этом основании некоторые исследователи рассматривают девонские эффузивы данной зоны как проявление геосинклинального вулканизма герцинид, тогда как, с нашей точки зрения, они во всех зонах продолжают оставаться и в данном случае продуктом магматизма этапа среднепалеозойской активизации каледонид.

В пределах Балхашского срединного массива существовали прогибы, в которых песчано-алевролитовые толщи среднего палеозоя достигали более значительной мощности (10—12 км), чем отложения чехла массива. К числу таких структур относятся Успенский и Джунгарский (Саркандский) прогибы. Морское осадконакопление в них началось одновременно с формированием чехла срединного массива и продолжалось до среднего девона или даже верхнего девона — нижнего карбона, т. е. дольше, чем на остальной территории срединного массива. Кроме того, в составе существенно терригенных отложений Джунгарского прогиба

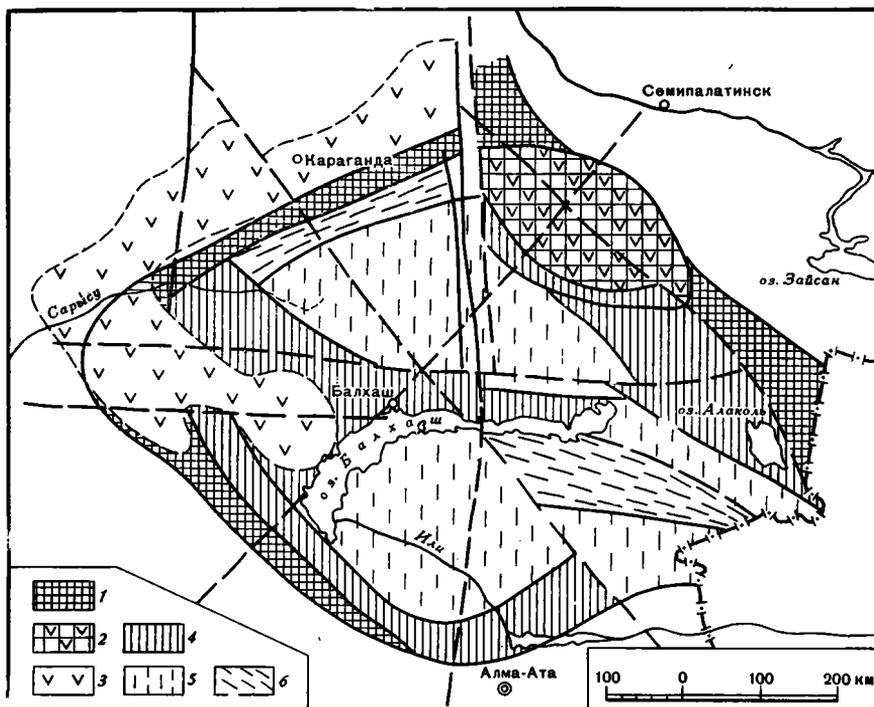


Рис. 3. Палеотектоническая схема на эпоху среднего палеозоя

1 — эпикаледонские орогенные поднятия; 2 — предполагаемый локальный свод с проявлением девонского вулканизма; 3 — девонский вулканический пояс; 4 — поднятые блоки Балхашского срединного массива; 5 — терригенный чехол срединного массива; 6 — миогеосинклинали прогибы на срединном массиве

присутствуют кремнистые породы и отдельные прослои эффузивов среднего состава. Этот эффузивный магматизм, сопровождавший осадконакопление в узких сильно прогнутых (приразломных?) зонах, следует рассматривать как признак процессов деструкции, частично затронувших Балхашский срединный массив и в среднем палеозое.

Таким образом, на территории Балхашского срединного массива и прилегающих зон каледонид в среднем палеозое, как и в нижнем, выделяется многочленный латеральный ряд разновозрастных формаций, подчеркивающий различия тектонического развития разных частей региона в это время. Терригенная моласса характеризует зоны воздымающихся каледонид; флишоидно-молассоидная формация представляет комплекс чехла срединного массива; флишоидная кремнисто-терригенная формация слагает миогеосинклинали прогибы внутри массива.

Итак, рассмотренный нами период истории развития внутренней части центральноказахстанских палеозонид от венда до среднего девона характеризуется сосуществованием региональных структур двух типов: консолидированного Балхашского мегаблока и обрамлявших его глубин-

ных подвижных зон. Надо полагать, что возникновение и тектоническое развитие этих структур вызвано общими причинами — особым состоянием мантии. Взаимосвязь структур, развивавшихся в разных режимах, обнаруживается по целому ряду признаков, таких, как дугообразная форма подвижных зон, как бы облекавших изометричный консолидированный массив, падение в сторону массива разломов, входивших в систему подвижных зон, совпадение периода среднепалеозойской активности Балхашского массива и обрамлявших его складчатых зон, выразившейся в погружении массива и эпикаледонской активизации воздымающихся зон, и др.

Переход от раннего девона к среднему и вся среднедевонская эпоха характеризуются регрессивными сериями отложений, неоднократными поднятиями, приводящими к осушению бассейнов, сокращению мощностей разрезов морских отложений, появлению континентальных фаций. Все это свидетельствует о новом (непродолжительном) этапе воздымания Балхашского срединного массива, приведшем к завершению формирования его среднепалеозойского чехла. Вслед за тем новая морская трансгрессия в фамене и турне охватила обширные площади всего Центрального Казахстана, сnivelировав принципиальные различия в развитии областей ниже- и среднепалеозойской складчатости. В прогибах, наложенных на линейно-складчатые и мозаично-складчатые структуры раннего и первой половины среднего палеозоя, накапливались преимущественно карбонатно-терригенные отложения, характеризующие субплатформенные условия развития региона.

После кратковременного периода субплатформенной стабилизации Балхашский блок, утративший к этому времени свойства срединного массива, перешел в позднем палеозое к режиму устойчивого воздымания, в результате которого сформировалось континентальное поднятие.

Большинство исследователей Центрального Казахстана рассматривает позднепалеозойское развитие его внутренней части как завершающую стадию Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклинали. Но мы постарались показать выше, что, во-первых, Джунгаро-Балхашская область лишена черт настоящей геосинклинали. Заложенный в среднем палеозое на жестком основании Джунгаро-Балхашский прогиб развивался в целом в режиме парагеосинклинали, и слагающие его терригенные комплексы следует рассматривать как чехол срединного массива. Во-вторых, этап среднепалеозойского осадконакопления и складчатости, который обычно считается собственно геосинклинальной стадией герцинид Джунгаро-Балхашской области, отделен от позднепалеозойского континентального этапа ее развития периодом почти полного спада тектоно-магматической активности и субплатформенными условиями осадконакопления в фамене — турне (визе).

Кроме того, рассматриваемая область характеризуется перестройкой тектонического плана в позднем палеозое, наложенным характером структур этого этапа, широким развитием глыбовой тектоники и «внегеосинклинального» наземного вулканизма. Все эти яркие особенности позднепалеозойского тектогенеза позволяют относить внутреннюю часть палеозойд Центрального Казахстана к области сводово-глыбового развития (Карпова, 1968; Кузнецов, 1970). Мы тоже рассматриваем ее как область активизации. Для того чтобы подчеркнуть, что процессы позднепалеозойской активизации в Центральном Казахстане вызваны особым, орогенным эндогенным режимом (Белоусов, 1978), мы называем эти процессы орогенной активизацией, используя термин, предложенный Ю. В. Комаровым и П. В. Хреновым (1963).

Наложный характер позднепалеозойских структур выявляется на примере Балхашско-Илийского вулканогенного пояса. Он имеет дугообразную форму, которая отчетливо фиксируется в региональном магнитном поле положительными значениями ΔT . Позднепалеозойские вулкани-

ты образуют самый верхний структурный ярус палеозойд Центрального Казахстана, залегающий на более древних разновозрастных складчатых комплексах с резким угловым несогласием. Несмотря на гетерогенный характер фундамента этого пояса, петрохимический состав вулканитов и гранитоидов на всем его протяжении весьма сходен. В. Я. Кошкин (1974) высказал предположение о том, что однородность состава связана с мантийным происхождением магм. Однако существенно кислый состав магматитов, их калиевая специализация, присутствие гранитов ремобилизационного происхождения свидетельствуют скорее о коровом происхождении магм. В таком случае их однородность на обширной сложно построенной территории можно объяснить только гомогенностью основания палеозойд, каковым служил древний Балхашский массив с корой континентального типа.

Не исключено, что наличие на Балхашском массиве терригенного среднепалеозойского чехла способствовало накоплению в недрах эндогенной энергии, высвобождение которой в позднем палеозое и обусловило новую вспышку тектоно-магматической активности. При этом существенные особенности тектоники и магматизма опять-таки определились присутствием неглубоко погребенного под терригенными толщами древнего массива, его «жесткостью» и «сиальностью».

Характерной формой проявления режима орогенной активизации консолидированных блоков земной коры является сводообразование, связанное с процессом их медленного выгибания — аркогенеза, по Е. И. Павловскому (1948). Как можно видеть на примерах описанных ранее сводов в Забайкалье (Флоренсов, 1948; Фогельман, 1968; Томсон и др., 1977), Северном Казахстане (Абдулкабирова, 1975), на Чукотке (Садковский, 1965) и в других регионах, аркогенез сопровождается широким развитием разрывной и блоковой тектоники, наземным вулканизмом и гранитообразованием. Синхронные осадочные отложения развиты обычно очень слабо, что затрудняет выявление и изучение структурных форм этапа активизации. В то же время их реконструкция имеет большое практическое значение, так как с периодом активизации, как правило, связано формирование широкого спектра эндогенных месторождений. Интенсивным рудообразованием сопровождается позднепалеозойская активизация и в Центральном Казахстане, где с этим этапом связаны такие характерные для него типы оруденения, как медно-порфировый, редкометалльный и золото-серебряный.

В качестве крупнейшей структуры этапа позднепалеозойской активизации в Центральном Казахстане мы выделяем Балхашский мегасвод (Алекторова, Зорина, 1976). Это новое палеогеографическое обособление древнего консолидированного блока началось, вероятно, уже в конце среднего палеозоя (раннем визе), когда двумя почти замкнутыми полудужьями узких краевых континентальных поднятий, сформировавшихся на месте линейных зон каледонид, территория Балхашского мегаблока была изолирована от морских бассейнов остальной территории Казахстана. Его внутренняя часть в это время представляла собой прибрежно-морскую равнину с перемежаемостью болотного и лагунного осадконакопления («Карбон Казахстана», 1975). В течение позднего визе и намюра (каркаралинское время) вся территория Балхашского мегаблока превратилась в континентальное слабо расчлененное вулканическое плато с реликтовым Саянским морским бассейном. В дальнейшем (в среднем карбоне — перми) поднятие оформилось в виде гигантского пологого свода. Оно охватывает Северное и Южное Прибалхашье, а также области Балхаш-Иртышского водораздела, Чу-Илийских гор, Западного Чингиза, Джунгарии (рис. 4). Мегасвод в плане имеет овальную форму, вытянутую в субширотном направлении на 970 км при ширине около 700 км. Он как бы вписан в гигантский ромб, сторонами которого являются зоны долгоживущих глубинных разломов — Джалаир-Найман-

ского, Спасского, Чингиз-Тарбагатайского и Алтынзмельского. В основании мегасвода лежит описанный выше Балхашский срединный массив, перекрытый терригенными среднепалеозойскими толщами своего чехла. Наличие единого сводового поднятия подчеркивается своеобразным радиально-концентрическим рисунком тектонических нарушений, наблюдаемым на рассматриваемой территории¹. Параллельно длинной оси мегасвода развиты продольные нарушения, которые, сливаясь на перифериях свода с радиальными разломами, образуют характерные раст-

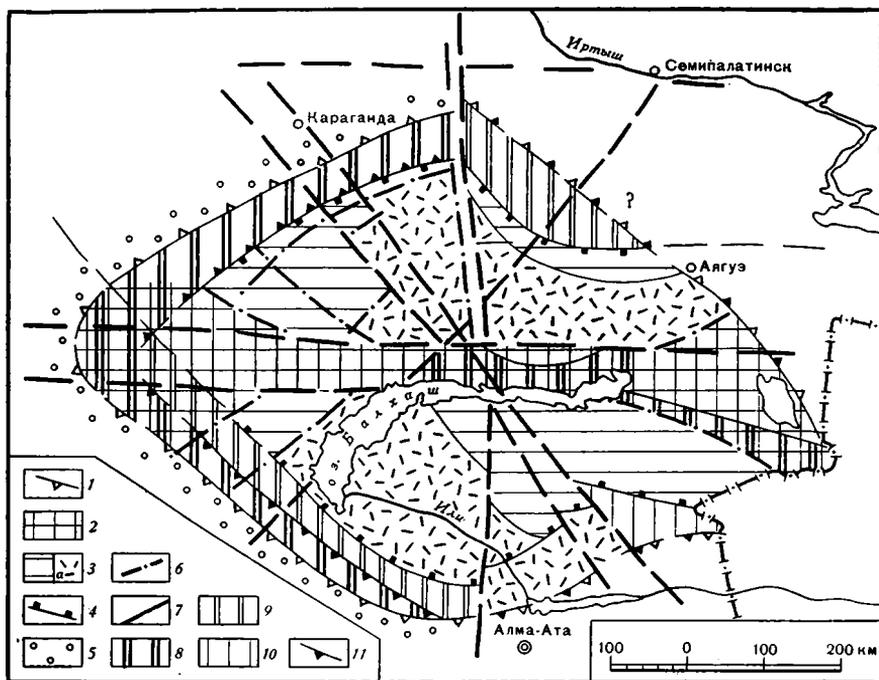


Рис. 4. Схема строения Балхашского мегасвода

1—7 — орогенные структуры: 1 — границы мегасвода, 2 — осевая поднятая зона мегасвода, резко наложенная на разновозрастные складчатые комплексы доорогенного субстрата, 3 — крылья мегасвода с наложенным Балхашско-Илийским вулканогенным поясом (а), 4 — внутренние границы периферических глыбовых поднятий мегасвода, совпадающие с дугообразными аркогенными разломами, 5 — позднепалеозойские наложенные впадины подножья Балхашского мегасвода, 6 — аркогенные разломы, 7 — фрагменты трансрегиональных разломов, участвующие в строении мегасвода; 8—10 — доорогенный субстрат мегасвода, представленный складчатыми комплексами каледонских структур: 8 — эвгеосинклинальных трогов, 9 — областей геосинклинальной регенерации, 10 — раннепалеозойского чехла срединного массива, 11 — граница Балхашского срединного массива

рубы, или «рыбы хвосты». Подобный рисунок разломов, свойственный моделируемому купольным поднятием овальной формы (Уиссер, 1967¹⁴; Белоусов, 1954), предполагает относительную однородность субстрата. В случае Балхашского мегасвода эта однородность обеспечивается жесткой кристаллической плитой основания мегаблока, на котором (в связи с глубинными энергетическими источниками) происходило сводообразование.

В реконструкции позднепалеозойского мегасвода большую роль сыграл анализ строения современного рельефа, показавший значительную унаследованность новейшими движениями основного тектонического плана позднепалеозойских аркогенных структур.

¹ Б. С. Зейлик связывает радиально-концентрическую сеть разломов Прибалхашья с образованием крупной метеоритной структуры (Зейлик, Сейтмуратова, 1971¹⁵).

Основными элементами мегасвода являются его осевая зона, крылья и периферические зоны. Осевая зона шириной около 90 км приурочена к системе древних трансрегиональных разломов субширотного простирания, которые в раннем палеозое контролировали рифтообразную структуру, осложнявшую строение срединного массива. Крылья развивались на срединном массиве, в большей своей части перекрытом терригенным чехлом. Периферические зоны являются наиболее гетерогенными образованиями. Это цепь дугообразно изогнутых поднятий вдоль окраин мегасвода, сформировавшихся на месте линейных каледонских складчатых систем, оконтуривавших Балхашский срединный массив, или на окраинах самого массива, иногда регенерированных. В конце позднего палеозоя все эти разновозрастные складчато-глыбовые структуры были вовлечены в сводовое поднятие.

Различная предыстория главнейших элементов мегасвода зафиксирована в многообразии рассмотренных выше доверхнепалеозойских формаций его субстрата.

Позднепалеозойские формации этапа сводообразования на современном срезе составляют не более 25% площади мегасвода. Среди них резко преобладают магматические образования — эффузивы и гранитоиды, тогда как молассовые отложения играют незначительную роль. Это свидетельствует об отсутствии резко дифференцированных блоковых подвижек в период сводового воздымания. Только за пределами мегасвода, у его восточного и юго-восточного подножья, в наложенных впадинах (Джезказганской и др.) накапливались отложения континентальной молассы пермского возраста.

Среди вулканитов, распространенных в различных частях мегасвода, выделяются три формации. Наиболее ранняя, липарит-дацитовая, является членом вулканогенно-осадочной молассы. (В Северном Прибалхашье она по объему отвечает каркаралинской свите верхневизейско-намюрского возраста.) Следующая формация — андезит-дацит-липаритовая, формировавшаяся от среднего карбона до начала перми, — имеет наиболее широкое распространение. (В северном Прибалхашье она включает три вулканогенных комплекса — калмакэмельский, керегетаский и калдарский.) Наиболее молодая формация — трахилипарит-трахибазальтовая раннепермского возраста. Образование последней формации слагают локальные изолированные вулканические структуры. Особняком стоят существенно базальтоидные эффузивы верхнепермского возраста, распространенные только в одном из блоков восточной части мегасвода.

С вулканитами трех первых формаций ассоциируют комагматичные им гранитоиды, представленные группой гранит-гранодиоритовых каменноугольных формаций и выделяемой нами граносиенит-монцонитовой раннепермской формацией. Наиболее молодая позднепермская (?) формация аляскитовых гранитов не имеет вулканогенных аналогов.

В разных частях мегасвода мощность и полнота разрезов вулканогенных толщ меняется. Наиболее широко эффузивы распространены на крыльях мегасвода. Наземные вулканические извержения носили преимущественно центральный характер и отличались обилием экструзивных и эксплозивных фаций. Расчеты показывают, что в Северном Прибалхашье из периферических магматических бассейнов было вынесено около 150 тыс. км³ вулканогенного материала, под тяжестью которого произошло проседание и формирование Токрауской и Баканасской компенсационных впадин (Бахтев, 1966). Вероятно, подобное же проседание произошло и на южном крыле, перекрытом современными отложениями. В результате осевая зона мегасвода оказалась как бы «заклиненой» в приподнятом состоянии и не испытала рифтогенеза, столь характерного для поздних стадий развития сводовых поднятий. Складчатые деформации в позднепалеозойских толщах проявились весьма слабо.

В основном они являются производными вулкано-тектонических процессов, а также блоковых подвижек фундамента вулканического пояса. Особенно характерным элементом позднепалеозойской тектоники в области развития вулкаников являются так называемые кольцевые структуры (Авдеев, 1965, и др.). Размеры этих структур варьируют от 15—20 до 70 км в диаметре. Особенно сложную и длительную историю формирования имеют наиболее крупные кольцевые вулкано-тектонические структуры (Алекторова, Зорина, 1971).

Полнота разреза и мощность отдельных вулканических комплексов увеличивается к северу от осевой зоны. Например, в строении Жанетской вулканической структуры принимают участие три комплекса, общая мощность которых не превышает 2 км, а в строении Кызылрайской кольцевой структуры принимают участие все четыре позднепалеозойских вулканогенных комплекса, общая мощность которых достигает 4—5 км (Кепежинская, 1969).

Восточная ветвь дугообразного вулканогенного пояса ограничивается на юге осевой зоной, в пределах которой здесь развиты разновозрастные с вулканиками терригенные толщи Саякского реликтового морского бассейна. Западная ветвь пояса в пределах осевой зоны сужается и представлена в большей мере интрузивными членами пояса — гранитоидами. Эффузивы размещаются здесь в неглубоких вулканических депрессиях и представлены неполными разрезами с сокращенными мощностями свит. По составу преобладают кислые разности, андезиты же калмакэмельского комплекса имеют незначительное распространение. Кислые эффузивы керегетасского комплекса часто налегают непосредственно на отложения доверхнепалеозойского субстрата мегасвода, как, например, в Белькудукской вулканической депрессии, где их мощность составляет 700—800 м (Гаек, 1967). Размещение небольших центров извержения трахилипаритов раннепермского времени контролируется тектоническими нарушениями, осложняющими осевую зону. Местами эффузивы слагают мелкие вулканические грабены вне Балхашско-Илийского вулканического пояса (типа Сарыобинского). Мощность отложений в них не превышает 200—300 м. В периферических зонах мегасвода вулканиды слагают изолированные депрессии овальной формы, вытянутые вдоль границ мегасвода. Мощность эффузивов в них, как правило, не превышает первых сотен метров. Более широким распространением в поднятых периферических зонах пользуются гранитоиды.

Приведенные особенности размещения позднепалеозойских магматических формаций в разных частях мегасвода являются дополнительным обоснованием для выделения важнейших структурных элементов мегасвода — его осевой зоны, крыльев и периферических поднятий.

Как уже отмечалось, сводовое поднятие сопровождалось образованием радиально-концентрической системы тектонических нарушений. Часть разломов этой системы возникла одновременно с формированием мегасвода. Эти нарушения размещаются в пределах последнего, будучи производными процессов аркогенеза. Большая же часть крупных разрывных нарушений имеет допозднепалеозойский возраст заложения и относится к категории долгоживущих трансрегиональных («сквозных») разломов. Они пересекают Балхашское сводовое поднятие, уходя далеко за его пределы, или определяют его границы. Фрагменты этих разломов подновлялись в позднепалеозойское время в процессе сводообразования, становясь элементами внутреннего строения мегасвода. Обе группы разломов контролируют оруденение этапа позднепалеозойской орогенной активизации.

К числу разломов древнего заложения относятся зоны упоминавшихся выше нарушений, ограничивающих мегасвод (Джалаир-Найманская, Спаская и др.). Они являются фрагментами крупных линейментов, расколовших в позднем рифее Казахстанскую древнюю платформу.

В раннем палеозое эти нарушения входили в системы подвижных зон, оконтуривавших Балхашский срединный массив. По данным геофизики эти краевые долгоживущие разломы падают в сторону мегасвода под углом 50—60°, а глубина их заложения достигает 50—60 км. Если их мысленно продолжить еще дальше в мантию, то на глубине 400—500 км, которая соответствует разделу Галицына, они пересекутся с вертикалью, проходящей через геометрический центр Балхашского массива, и с продольными нарушениями осевой зоны мегасвода. Можно предположить, что благодаря наличию общих «корней» у глубинных разломов — проводников эндогенной энергии в период позднепалеозойского аркогенеза тенденция к поднятию и гранитообразованию максимально проявилась не только в осевой зоне мегасвода, но и по его периферии — в зонах «оживших» краевых глубинных разломов.

К числу радиальных разломов, секущих мегасвод и уходящих за его пределы, относятся Центрально-Казахстанский, Джекказган-Актагайский, Акбакай-Мизекский и др. Отдельные фрагменты этих разломов фиксируются гравиметрическими, сейсмическими и магнитными аномалиями. Как правило, это крутопадающие нарушения, контролирующие размещение дайковых поясов, трещинных интрузий, массивов вторичных кварцитов.

Оценивая роль трансрегиональных разломов древнего заложения в тектоническом развитии территории, можно допустить, что их пересечение предопределило положение глубинного эпицентра позднепалеозойской активизации, приведшей к сводообразованию.

Радиально-концентрическая система разломов и дифференциальные перемещения по ним определили секториально- и сегментарно-блоковое строение мегасвода. Различные блоки мегасвода отличаются характером позднепалеозойских дифференцированных движений, формой и интенсивностью орогенного магматизма, а также геохимическим профилем доорогенного субстрата. Все эти особенности напрямую сказываются на формационных различиях позднепалеозойского оруденения и закономерностях его размещения. Медное оруденение концентрируется главным образом в пределах осевой зоны мегасвода. Оно представлено здесь медно-порфировым и медно-скарновым типами месторождений. За пределами сводового поднятия во впадинах его подножья к зоне тех же субширотных нарушений, фрагменты которых контролируют медное оруденение мегасвода, приурочено Джекказганское месторождение медистых песчаников. Золотое оруденение размещается во всех частях мегасвода — в осевой зоне, на крыльях и периферии, но представлено в них разными типами. Это зависит в первую очередь от связей оруденения с той или иной формой проявления орогенного магматизма (эффузивной или интрузивной), присущей определенной части мегасвода, а также от характера доорогенного субстрата.

Основываясь на различиях в распространенности и составе пород позднепалеозойской эффузивно-интрузивной ассоциации, изменчивости их мощностей и фаций в разных секториальных и сегментарных блоках мегасвода, к которым приурочено позднепалеозойское оруденение разных типов, мы рассматриваем эти блоки как структурно-металлогенические зоны и принимаем за основную единицу при металлогеническом районировании области позднепалеозойской орогенной активизации Центрального Казахстана.

* * *

На примере развития внутренней части центральноказахстанских палеозоид мы постарались показать влияние древнего блока с корой континентального типа на развитие палеозойских формаций, структур и эндогенного оруденения. В зависимости от состояния тектоносферы этот мегаблок испытывал поднятие или опускание, подвергался локальным

процессам геосинклинальной регенерации или тотальной орогенной активизации. В последнем случае сиалический материал основания мегаблока служил источником палингенных магм и, возможно, части рудогенных элементов.

Таким образом, появление в позднем палеозое сводово-глыбовых структур, среднекислого магматизма и специфического набора эндогенных месторождений (медно-порфировых, золото-серебряных, редкометальных) закономерно связано с воздыманием древнего консолидированного блока и его переработкой под действием мантийного диапиризма или других форм активного влияния мантийного вещества на коровый субстрат.

Литература

- Абдулкабирова М. А.* Сводово-глыбовые структуры и эндогенные месторождения Северного Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1975.
- Авдеев А. В.* О кольцевых структурах магматических комплексов.— Сов. геология, 1965, № 10.
- Авдеев А. В., Альперович Е. В., Вознесенский В. Д., Кореньков Б. Г.* Докембрийские отложения Атасу-Моинтинского водораздела. Допалеозой и палеозой Казахстана, т. 1. Алма-Ата, «Наука», 1974.
- Алекторова Е. А., Зорина В. С.* Вулканотектоническая Катанэмельская структура и связь с ней золотого оруденения.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли (Матер. I Всес. палеовулканол. симпозиума). М., 1973.
- Алекторова Е. А., Зорина В. С.* Структурное положение верхнепалеозойского вулканогенного пояса Центрального Казахстана и некоторые особенности его металлогении.— В кн.: Глубинное строение, магм. и метал. Тихоок. вулк. пояса (Краткие тезисы Всес. симпоз.). Владивосток, 1976.
- Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г., Павлова Т. Г., Розен О. М., Симицын С. Г., Токмачева С. Г., Шужанов В. И., Щерба И. Г.* Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана.— Геотектоника, 1977, № 5.
- Афоничев Н. И.* Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы.— Сов. геология, 1967, № 2—3.
- Бандалета С. М.* Силур Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1969.
- Бахтеев М. К.* Об особенностях верхнепалеозойской порфировой формации южной части Токрауского синклинория (Центральный Казахстан).— Бюл. МОИП, отд. геол., 1966, т. XLI, вып. 5.
- Бекжанов Г. Р., Любецкий В. Н., Полевая Л. Д., Сердюков М. К., Углин А. Ф.* Тектоническое строение Казахстана. Алма-Ата, 1975.
- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Белоусов В. В.* Альпийское развитие Средиземноморско-Гималайской зоны и его глубинные источники. Тектоника Средиземноморского пояса. Тез. докл. М., Ротапринт, 1978.
- Беспалов В. Ф., Есенов Ш. Е.* Тектоника Казахстана. Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. Тр. совещания. М., «Наука», 1974.
- Богданов А. А.* Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1965, № 5—6.
- Борукаев Р. А.* История геологического развития Восточного Казахстана в допалеозое и нижнем палеозое.— В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Гаек О. М.* Новые данные о стратиграфии вулканогенных толщ южной части Токтау-Тарангулукского водораздела.— Изв. АН КазССР, сер. геол., 1967, № 1.
- Зайцев Ю. А.* Некоторые аспекты геологической истории области палеозойской складчатости Казахстана.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана.— М., «Недра», 1977.
- Звонцов В. С.* Строение и особенности развития Балхашского срединного массива в каледонскую эпоху.— В кн.: Тектоника и магматизм Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1973.
- Зейлик Б. С., Сейтмуратова Э. Ю.* Метеоритные структуры Казахстана и ударно-взрывная тектоника.— Изв. АН КазССР, сер. геол., 1975, № 1.
- Карбон Казахстана.* Алма-Ата, «Наука», 1975.
- Карпсва Е. Д.* Сводово-глыбовые области и их металлогения.— В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного минералообразования.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1968, т. 155.
- Кассин Н. Г.* Очерк тектоники Казахстана.— Проблемы сов. геологии, 1934, № 6.
- Кассин Н. Г.* Развитие геологических структур Казахстана.— В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Кепежинкас В. В.* Верхнепалеозойский вулканизм Токрауского синклинория (Центральный Казахстан). Новосибирск, «Наука», 1969.

- Кошкин В. Я.* Тектоническое положение Балхаш-Илийского герцинского вулканического пояса.— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974.
- Комаров Ю. В., Хренов И. В.* О типе развития континентальных мезозойских Восточной Азии.— Докл. АН СССР, 1963, т. 151, № 4.
- Кузнецов Ю. А.* Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— Геология и геофизика, 1970, № 9.
- Металлогенический анализ в областях активизации (на примере Забайкалья). Под ред. Е. Т. Шаталова. М., «Наука», 1977.
- Муратов М. В.* Основные тектонические подразделения территории Советского Союза.— Геотектоника, 1977, № 5.
- Муратов М. В., Янишин А. Л.* Особенности строения срединных массивов различного возраста и межостровных массивов дна океана.— В кн.: Тектоника срединных массивов. М., «Наука», 1976.
- Павловский Е. П.* Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5.
- Пейве А. В., Янишин А. Л., Зоненшайн Л. И., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А.* Становление континентальной земной коры Северной Евразии в связи с составлением новой тектонической карты.— Геотектоника, 1976, № 5.
- Пуцаровский Ю. М.* К проблеме Колымского массива.— Геотектоника, 1977, № 4.
- Садовский А. И.* История геологического развития и тектоническое строение Анюйского мегантиклинория.— Сов. геология, 1965, № 3.
- Токмачева С. Г., Кузнецовский А. Г., Буренин В. М.* Докембрийские образования Юго-Западного Прибалхашья и Юго-Восточной Бетпак-Далы. Допалеозой и палеозой Казахстана, т. 1. Алма-Ата, «Наука», 1974.
- Томсон И. Н. и др.* Металлогенический анализ в областях активизации (на примере Забайкалья). М., «Наука», 1977.
- Уиссер Э.* Связь оруденения с купольными структурами в Северо-Американских Кордильерах.— В кн.: Проблемы эндогенных месторождений, вып. 2. М., «Мир», 1964.
- Флоренсов Н. А.* Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 2.
- Фогельман Н. А.* Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений.— Тр. ЦНИГРИ, вып. 84, 1968.
- Четверикова Н. П.* Строение широтной ветви девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1966, № 2.
- Шатский Н. С.* О тектонике Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 5—6.
- Шлыгин Е. Д.* О сходстве тектонического рисунка Центрально-Казахстанской и Яно-Колымской складчатых областей.— Изв. АН КазССР, сер. геол., 1976, № 3.
- Щерба Н. Г.* Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, «Наука», 1970.

ЦНИГРИ, Москва

Статья поступила
19 июня 1978 г.

УДК 551.242.3(235.216)

Б. Я. ВИХТЕР, С. Д. ШЕР

К ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮЖНО-ТЯНЬ-ШАНЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Формационный анализ складчатых докембрийских толщ Южного Тянь-Шаня показывает, что они представляют закономерный ряд формаций, последовательно, без больших перерывов сменяющих друг друга и отражающих этапы единого герцинского цикла развития. Выделяются три главных этапа этого цикла: 1) слабых вертикальных тектонических движений с общей тенденцией к погружению; 2) горизонтальных тектонических движений с деформацией и скучиванием ранее отложенных толщ; 3) вертикальных тектонических движений с общей тенденцией к воздыманию. Заложение продольных тектонических зон, которые рядом исследователей без должных оснований рассматриваются как структурно-формационные, произошло только на позднем этапе. Исключительно к этому этапу относится также внедрение крупных гранитоидных масс и даек и формирование главного эндогенного оруденения.

Южный Тянь-Шань принадлежит к одной из тех территорий Советского Союза, для которых даже самые общие, основополагающие вопросы геологической истории и тектонического строения остаются до настоящего времени не полностью решенными или дискуссионными. То или иное решение их важно не только для общего познания геологического развития значительной территории нашей страны, но и в связи с металлогеническими построениями и прогнозом эндогенного оруденения в этом богатом полезными ископаемыми регионе.

Из многочисленных дискуссионных вопросов докембрийской истории геологического развития и строения Южного Тянь-Шаня авторы считают необходимым выделить следующие.

1. Поли- или моноциклический характер развития области отражают докембрийские толщи?

2. Какова относительная роль и масштабы горизонтальных и вертикальных движений в геологической истории?

3. Возможность расчленения Южно-Тянь-Шаньской складчатой системы на структурно-формационные зоны с разным типом геологического развития.

В большом количестве работ Южный Тянь-Шань рассматривается как область с полициклическим развитием в докембрийское время. Ю. А. Лихачев с соавторами (1963) выделяли в пределах западной части Южного Тянь-Шаня зоны каледонид и варисцид. По М. А. Ахмеджанову и др. (1975), в конце раннего протерозоя здесь было сформировано геосинклинально-складчатое основание, в рифее — платформенный чехол, а в среднем и позднем палеозое происходила локальная геосинклинальная регенерация. Ранее М. А. Ахмеджанов и О. М. Борисов (1972) в докембрийской истории Южного Тянь-Шаня выделяли следующие эпохи: а) первичных геосинклиналей архея — нижнего протерозоя, б) формирования в рифее — венде эпикарельского платформенного чехла, в) каледонской активизации, в результате которой на месте Южного Тянь-Шаня возник авлакоген, г) герцинского цикла развития геосинклиналей и средних массивов. А. К. Бухарин, В. Г. Гарьковец, К. К. Пятков (1972)

выделяют байкалиды комплекса основания и каледоно-варисский складчатый комплекс, формировавшийся от кембрия по триас включительно.

Моноциклическое развитие Южного Тянь-Шаня в домезозойское время признается ограниченным числом исследователей. Так, Д. П. Резвой (1972) считает Южный Тянь-Шань моноциклической геосинклинальной системой, развивающейся с протерозоя или нижнего палеозоя до верхнепермского времени. А. Е. Довжиков и др. (1968) предполагают непрерывное отложение геосинклинальных осадков с кембрия до нижней перми, хотя не отрицают слабых каледонских складкообразовательных движений в предордовикское время. Близкие взгляды высказаны М. М. Кухтиковым (1969), который, так же как и предыдущие авторы, считает, что наложение геосинклинали происходило на докембрийском основании, обнажающемся в обрамлении Южного Тянь-Шаня.

Во всех вышеназванных и ряде других работ, отражающих представления как о поли-, так и о моноциклическом развитии территории, авторы трактуют развитие Южного Тянь-Шаня в духе традиционных представлений о геосинклиналях с выделением ранних, средних, поздних, конечных этапов, либо доинверсионных, инверсионных и постинверсионных, отдавая предпочтение вертикальным движениям.

Иной подход отражен в работах, показывающих большую роль горизонтальных движений. Широкое развитие покровных структур было установлено с конца 50-х годов в процессе геологических работ (главным образом для восточной части рассматриваемой территории) и подробно описано Г. С. Поршняковым (1973). Им совместно с В. С. Буртманом (1972) и последним самостоятельно (1973) в истории варисцид выделялись три эпохи: а) геосинклинального прогибания, длившегося от силурийского времени до раннего (Буртман, Поршняков, 1972) или среднего (Буртман, 1973) карбона; б) шарьирования — средний карбон и в) «горообразование», или «складкообразование и орогенеза» — верхний карбон и пермь. В результате горизонтальных движений эпохи шарьирования, по В. С. Буртману, в районе Кызылкумов Южно-Тянь-Шаньская геосинклинальная система уменьшилась в ширину в 2—3 раза.

В работах Ш. Ш. Сабдюшева, Р. Р. Усманова (1971_{1,2}) и В. С. Буртмана (1973) описаны тектонические покровы в Центральном Кызылкумах.

Большинство исследователей считает возможным расчленение Южного Тянь-Шаня на ряд продольных структурно-формационных зон или подзон, заложенных на ранних этапах геологической истории и развивавшихся обособленно одна от другой. Наиболее полно такой подход излагается в работах Д. П. Резвого. Существуют, однако, и взгляды о едином развитии всего Южного Тянь-Шаня и заложении продольных зон только на поздних этапах.

Разноречивость мнений по рассматриваемым вопросам обусловлена рядом причин. Безусловно, сказывается неоднозначность датирования наиболее древних частей разреза слоистых толщ, различный подход к интерпретации грубообломочных слоев в средней части сводного разреза и ряд других, на которых мы остановимся ниже. Сказывается также, на наш взгляд, недостаточное использование формационного метода при анализе домезозойских образований.

Авторы данной статьи около 15 лет проводили металлогенетические исследования в западной части советского Тянь-Шаня, включая Кызылкумы. Перечисленные, весьма существенные для металлогенетических построений вопросы были постоянно в центре их внимания. Накопленный фактический материал и полученные выводы излагаются ниже.

Наиболее древними образованиями Южного Тянь-Шаня являются породы, относящиеся к ауминзинской, тасказганской и кокпатасской свитам (Лихачев и др., 1963), объединяемых нами в **вулканогенно-терригенно-кремнистую формацию** (рис. 1). Наиболее вероятное автохтонное за-

легание этих пород устанавливается в Кызылкумах (Ауминзатау, Южное Тамдытау, вероятно, Юго-Западное Букантау) и на западе Северного Нуратау. Во всех этих пунктах нижняя часть разреза свит представлена чередованием амфиболовых, хлорит-амфиболовых, эпидот-амфиболовых сланцев с микрокварцитами, кремнистыми сланцами и доломитами. Вверх по разрезу увеличивается количество прослоев кремнистых сланцев, филлитов и чередующихся с ними доломитов и мраморов; увеличивается также доля терригенных пород, однако крупнозернистых песчани-

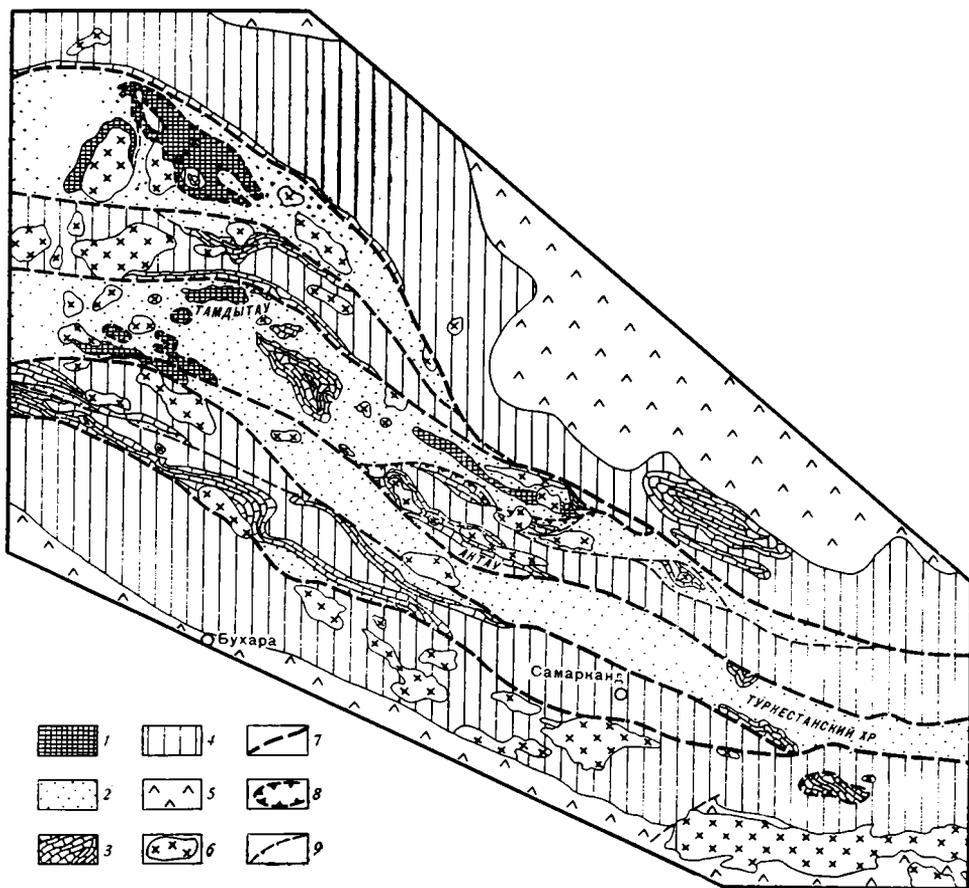


Рис. 1. Схема строения домезозойских отложений западной части Южного Тянь-Шаня
 1 — вулканогенно-терригенно-кремнистая формация; 2 — аспидная и флишоидная формации; 3 — карбонатная формация; 4 — олистостромовая, сероцветная молассовая и красноцветная молассовая формации; 5 — породы обрамления Южно-Тянь-Шаньской складчатой системы; 6 — интрузивные породы; 7 — главные продольные разломы, разграничивающие тектонические зоны; 8 — пологопадающие надвиги и подошвы шарьяжей; 9 — прочие разрывные нарушения

ков и более крупнообломочных фаций не отмечается. В нижней части разреза в ассоциации с амфиболсодержащими сланцами и амфиболитами часто наблюдаются силлообразные тела габбро-амфиболитов.

Истинная мощность отложений формаций неизвестна из-за интенсивной дислоцированности и отсутствия более древних образований. Максимальная мощность вскрытой их части 2000—2500 м. Ю. А. Лихачев датировал эту часть разреза нижним палеозоем. Последнее время большинство исследователей относит породы данной формации к дорифейским образованиям. Собранные в ряде пунктов Западного Узбекистана (Аб-

дуазимова и др., 1976) микрофитолиты, строматолиты, онколиты и прочие проблематичные остатки определялись в большинстве как формы, жившие в интервале от среднего рифея до венда.

Наряду с этим известны находки и более молодых остатков. Так, например, в Южном Тамдытау Ю. К. Быковским и его сотрудниками были собраны, а З. А. Журавлевой определены *Nubecularites varians* Z. Zhier и *Nubecularites antis* Z. Zhier, которые могут быть встречены в нижнем кембрии. К. К. Пятковым и др. в образованиях, напоминающих биостромы, собраны, а М. С. Якшиным определены среди прочих *Nubecularites cf. abustus* Z. Zhier и *Vesicularites cf. lobatus* Reite, характерные как для венда, так и для нижнего кембрия.

В Бельтау и Джитымтау Е. Л. Спиридоновым и др. из отложений ауминзинской свиты были собраны органические остатки, среди которых А. Г. Поспеловым были определены *Gelinia* (?) sp. и *Actinophycus* sp., встречающиеся в нижнем ордовике.

Суммируя все данные о возрасте пород вулканогенно-терригенно-кремнистой формации, можно считать доказанными, что верхняя часть их формировалась не ранее кембрия — ордовика.

Рассматриваемая группа формаций по набору, особенно в нижней части (амфиболсодержащие сланцы, амфиболиты с силами габбро-амфиболитов), может быть сопоставлена со вторым слоем коры океанического типа.

Стратиграфически выше пород вулканогенно-терригенно-кремнистой формации залегают породы терригенной группы формаций. В этой группе к наиболее древней относится **аспидная формация**. Наибольшим распространением она пользуется в Туркестанском, Южно-Нуратинском и на южных склонах Северо-Нуратинского хребта. Породы формации в разных районах отнесены к различным местным свитам. Наиболее известна живачисайская свита в Северном Нуратау. Отличительной чертой ее кроме преобладания тонкообломочных фаций — филлитов, кровельных сланцев служит насыщенность углеродистым веществом и присутствием маломощных прослоев пелитоморфных карбонатных пород.

Вверх по разрезу породы аспидной формации сменяются отложениями **флишоидной формации**. Это хорошо видно на западном окончании Туркестанского хребта, где последние слагают крылья линейных антиклиналей, осевые части которых сложены породами аспидной формации. Кроме того, в верхней части разреза флишоидов встречаются рассредоточенные валунчики и гальки пелитоморфных известняков, идентичных тем, что образуют прослой в аспидных толщах.

В составе флишоидных образований резко преобладают олигомиктовые песчаники, которые чередуются с рассланцованными алевролитами и аргиллитами. В верхней части флишоидной толщи увеличивается количество линзовидных прослоев грубозернистых и гравелитовых песчаников.

Латеральные взаимоотношения выделенных формаций следующие. Флишоидные толщи пользуются господствующим распространением в Кызылкумах (главным образом бесапанская свита), где их мощность определяется от 1000 до 2000 м. По нашим наблюдениям, в нижней части, сменяющей вверх по разрезу отложения тасказганской свиты, преобладают плитчатые алевролиты, чередующиеся с тонкозернистыми песчаниками и филлитами. Эта часть разреза, имеющая мощность до 300 м, по нашему мнению, является фациальным аналогом аспидной формации, наиболее типичные разрезы которой устанавливаются в более восточных районах. В Туркестанском хребте ее мощность достигает 500 м и более.

Анализ распространения пород терригенной группы формаций позволяет предположить латеральную неоднородность океанического бассейна. Наименее погруженной была его западная и северная части, соответствующие районам Ауминзатау, Тамдытау, Букантау и Северного Нуратау, они же, видимо, были ближе к области сноса.

Возраст пород группы терригенных формаций надежно обоснован для восточной части площади. Здесь известны сравнительно многочисленные определения фауны (как из пород аспидной формации, так и флишоидной). Они датируют возраст толщ от ордовика до силура. В породах аспидной формации (живачисайская свита) иногда обнаруживается верхнекембрийская фауна, однако в тех же разрезах встречены и ордовикские формы.

В Кызылкумах находки фауны в терригенных толщах чрезвычайно редки. Тем не менее известны сборы граптолитов в Букунтау, определенные З. М. Абдуазимовой как верхнеордовикские. Ее же находки и определения граптолитов из Аристантау указывают на ордовик-силурийский возраст отложений. В Тамдытау, у поселка Рахат в нижнебесепанской подсвете, вновь, по данным З. М. Абдуазимовой, найдены граптолиты *Isograptus aff. caduceus nanus* (Rued) и *Isograptus sp.*, а в Даугызтау из проб, отобранных в шахте, выделены остатки граптолитов семейства *Diplograptidae*, распространенных в $O-S_1$.

Следует указать также, что в последнее время из терригенных толщ Кызылкумов (в частности, по всему разрезу бесепанской свиты) собраны относительно многочисленные остатки высших водорослей и хитинозоа, отнесенных специалистами к интервалу от ордовика до девона.

Строение крупных складчатых структур (Тасказганская, Ауминзатауская, Северо-Нурагинская антиклинали) подчеркивает возрастные соотношения вулканогенно-терригенно-кремнистой и терригенных групп формаций: первые слагают ядра антиклиналей, вторые — крылья. Хотя в большинстве случаев породы этих групп формаций соприкасаются по тектоническим нарушениям, отсутствие признаков перерыва и комплексы палеонтологических находок (Абдуазимова и др., 1977) подчеркивают непрерывность разреза.

Формации терригенной группы повсеместно на территории Южного Тянь-Шаня сменяются породами, отличающимися литологическим образом, которые могут быть отнесены к карбонатной формации. Она представлена преимущественно известняками, доломитами, доломитизированными известняками, глинистыми известняками с подчиненным количеством кремнистых сланцев, конгломератов и песчаников. Породы формации в пределах Южного Тянь-Шаня распространены повсеместно.

Устанавливается увеличение мощности отложений формации с севера на юг. В этом же направлении понижается возрастная граница формации — от нижнедевонского (живетский (?) ярус) до верхнесилурийского (лудловский или даунтонский ярус). В целом возраст отложений формации надежно обоснован многочисленными находками фауны, которые отмечают в ее разрезе присутствие пород всех ярусов девона, нижнего карбона, башкирского и нижней части московского ярусов. Кратковременные перерывы в осадконакоплении, с которыми связаны формирование карста и бокситов, установлены в конце нижнего карбона и в нижнебашкирское время.

Взаимоотношения карбонатной толщи с подстилающими образованиями разными исследователями трактуется неодинаково. Причиной этого служит различное понимание роли конгломератов в основании формации, которые устанавливаются во многих пунктах Южно-Тянь-Шаньской складчатой системы. Нами они отмечались в обнажениях от Северо-Тамдытауских возвышенностей до Туркестанского хребта, т. е. на протяжении около 500 км. Конгломераты образуют один или два горизонты мощностью от долей метра до 20 м, расположенные либо непосредственно в подошве известняков, либо на 50—100 м ниже ее в пределах верхней части флишоидной толщи. Галька конгломератов обычно хорошо окатана и представлена преимущественно кремнистыми сланцами и кварцем. Характерно, что в участках развития конгломератов не

наблюдается признаков коры выветривания, так же как не отмечается размывов подстилающих пород.

Необходимо подчеркнуть еще два обстоятельства, важных для понимания соотношения флишовой и карбонатной формаций. Во-первых, в верхней части флишовой формации увеличивается известковистость, и в ассоциации с конгломератовыми горизонтами нередко отмечаются прослои известняков. Во-вторых, для нижней части карбонатной формации характерно наличие нескольких очень выдержанных по мощности и протяженности горизонтов, представленных конгломератами, кремнистыми сланцами и песчаниками. Состав галек преимущественно кварцевый и кремнесланцевый. Нам представляется, что приведенный характер взаимоотношений пород флишовой и карбонатной формации позволяет говорить об отсутствии значительного перерыва в их формировании. Тем более нет оснований относить эти формации к разноэтапным образованиям, разделенным фазой складчатости. Важно также подчеркнуть, что известняки с нижними горизонтами конгломератов на протяжении упоминавшейся 500-километровой полосы залегают только на верхней части флишовой толщи, что также исключает проявление складчатости, предшествовавшей их отложению.

С другой стороны, наличие горизонтов конгломератов, состав обломков в них и их хорошая окатанность указывают на оживление тектонических движений в обрамлении палеобассейна, что увязывается с отмечаемыми в Среднем и Северном Тянь-Шане орогенными процессами, происходившими в тот же период (S—D).

Породы карбонатной формации повсеместно сменились отложениями **олистостромовой**¹ **формации**. В Средней Азии палеозойские олистостромовые толщи описаны пока лишь в отдельных местах. Авторами (Шер, Вихтер, 1973) они обнаружены в Кызыл-Кумах, упомянуты в тех же районах В. С. Буртманом (1973). Вместе с тем имеется ряд работ (Кухтиков, Черенков, 1960; Муфтиев, С. Шадчиев, 1970), в которых довольно подробно описываются верхнепалеозойские отложения явно олистостромового характера, хотя термин «олистостром» авторами не употребляется.

Среди отечественных работ наиболее детальное описание олистостромовых отложений и тектонической обстановки их формирования приведено в статье М. Г. Леонова (1976), А. В. Лукьянова, М. Г. Леонова, И. Г. Щербы (1975); С. В. Руженцева, И. В. Хворовой (1973); И. И. Белостоцкого (1970) и некоторых других. Отмечающиеся в работах особенности строения этих толщ характерны и для Южного Тянь-Шаня. Подчеркнем главные из них.

Для толщи в целом характерна резкая изменчивость состава и размера олистолитов, глыб, обломков как по латерали, так и по разрезу. Вместе с тем в отдельных участках удается выделять и проследивать на несколько километров пачки, набор олистолитов в которых однообразен по составу и размерам. Наряду с хаотичным, разноориентированным, прислоненным положением глыб в толще часто наблюдается субогласная вытянутость в соответствии с направлением тектонических зон, а также интенсивное их будинирование. В отдельных частях разреза олистострома отмечаются линзы сортированного материала — конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и пелитоморфных известняков, что указывает на формирование ее в водной среде.

Многими авторами отмечается сопряженность формирования олистостромовых толщ с кровообразованием, что подтверждается и для

¹ Авторы поддерживают выводы А. В. Лукьянова и др. (1975) о том, что «олистостромы — самостоятельная очень своеобразная и широко распространенная геологическая формация, имеющая вполне определенное тектоническое положение» (стр. 40—41).

Тянь-Шаня. Наиболее крупные шарьяжные пластины обычно перекрывают олистостромовые отложения. Наряду с этим нередко в разрезе олистострома покровные пластины устанавливаются неоднократно и могут быть отнесены к гигантским олистолитам; отличается их от последних субпараллельная ориентировка подошв и элементов внутренней структуры. Направление перемещения шарьяжей до конца не выяснено. По В. С. Буртману (1973), шарьяжи перемещались с северо-востока с амплитудой до 100 км, Г. И. Макарычев (1975) предполагает их движение с юга, Ш. Ш. Сабдюшев и Р. Р. Усманов (1971_{1,2}) — дивергентное шарьярование из разломов, проходящих в центре Южно-Тянь-Шаньской системы.

Нам представляется, что на данном этапе исследований наиболее важен сам факт установления широкого развития шарьяжей и олистостромовых толщ, позволяющий констатировать большую роль горизонтальных движений в истории геологического развития Южного Тянь-Шаня.

На рассматриваемой площади олистостромовая формация наиболее широко представлена в восточной части, где сплошным плащом слагает Мальгузарский, Зеравшанский и северный склон Гиссарского хребта. Для этой же части региона в разрезе толщи наблюдается больше гигантских олистолитов и шарьярованных пластин. Мощность отложений формации здесь свыше 3000 м. Относительно «тонкообломочный» олистостром наблюдается в Кульджуктау и Букантау.

В Северном Тамдытау имеет место залегание олистостромовых образований на глинисто-известковистых сланцах, венчающих разрез карбонатной формации и содержащих многочисленные обломки микрофауны среднекаменноугольного, в том числе московского возраста, что позволяет датировать олистостромовую формацию.

В связи с развитием олистостромовой формации Южного Тянь-Шаня находится вопрос о вулканизме этой складчатой системы.

Многие исследователи отмечают широкое развитие в Южном Тянь-Шане продуктов средне- и верхнепалеозойского вулканизма. Такой же точки зрения придерживались раньше и авторы (Шер, Вихтер, 1973). Исследования последних лет приводят нас к выводу о более вероятном отсутствии вулканической деятельности в складчатой системе в период от силура до верхнего карбона. Доводы в пользу такого предположения следующие. Как правило, вулканиды присутствуют в разрезе олистострома, большей частью в его низах. Размер тел колеблется от мельчайших до гигантских глыб в первые километры. Состав вулканидов разнообразный, но преобладают андезиты и андезито-базальты как толеитового, так и щелочно-базальтоидного ряда. На ограниченных территориях, например в северной части Зиаэтинских гор, в пределах небольших мощностей разреза олистострома состав вулканидов в обломках сравнительно однообразный.

Среди вулканидов заметно преобладают кристалло- и литокластические туфы, которые, как известно, должны образовывать относительно выдержанные по мощности и простираию прослои. С этим находится в противоречии овально-пластинчатая, иногда близкая к изометричной и неправильной, форма вулканических тел. Экструзивная природа вулканидов также опровергается рядом фактов. Во-первых, часто на ограниченной площади наблюдается разнообразный состав вулканидов от кислых до основных, толеитовых и щелочных. Во-вторых, размер тел колеблется от первых километров до измеряемых метрами и сантиметрами. В отдельных обнажениях на расстоянии 12—15 м по разрезу наблюдается снизу вверх постепенная смена глыб размером от 1—5 м до обломков в несколько сантиметров, а выше отмечаются линзы гравеллистых туффилов, материал тот же, что и в глыбах.

Иногда глыбы вулканидов окаймлены светло-зеленой плотной породой, принимаемой за зону закалки. Ширина ее обычно не превышает не-

скольких сантиметров. Характерно, что отмечается такая «зона закалки» обычно с одной стороны глыбы, а не по всей окружности, и сложена непросвечивающей в шлифах пелитоморфной массой. По-видимому, породы «зоны закалки» представляют собой сильно уплотненный в результате движения глыб глинистый материал. Сомнения в автохтонности вулкаников поддерживаются также отсутствием уверенно установленных вулканических аппаратов.

Горизонтальные движения, сопровождавшиеся развитием мощных олистостромовых толщ, были хотя и чрезвычайно важным, определяющим многие особенности современного геологического строения, но относительно кратковременным периодом геологического развития Южного Тянь-Шаня. В верхнекаменноугольное время начался собственно орогенный этап развития региона, отмечающийся такими характерными формациями этого этапа, как молассовые.

Сероцветная молассовая формация сменяет вверх по разрезу олистостромовую. Наибольшее развитие она получила на севере Букантау, где разные ее части отнесены к архарской и тохтатауской свитам. Она отмечается также в других местах складчатой системы, но занимает меньшие площади и имеет меньшую мощность. Мощность ее в горах Букантау составляет около 3000 м.

Строение формации определяют разнозернистые полимиктовые и граувакковые песчаники, неритмично чередующиеся с конгломератами, гравелитами, алевролитами. На отдельных площадях характер пород близок к флишоидному, однако в этих случаях не отмечается ритмичного чередования разнообломочных пород, часто наблюдаются линзовидные прослои гравелитов и конгломератов.

В верхней части сероцветной молассы часто залегают крупногалечные и валунные конгломераты, причем иногда наблюдается размыв подстилающих отложений. В составе гальки и валунов наряду с обычно встречающимися известняками, песчаниками, кремнистыми сланцами и вулканиками, отмечаются габброиды, диориты, сиенито-диориты, тоналиты, плагиограниты, сиенит-порфиры. Характерно, что подобные крупногалечные конгломераты отмечаются повсеместно — в Северном Букантау, в Кульджуктау, на северном склоне Туркестанского и на южном склоне Зеравшанского хребтов. По характеру гранитоидов в гальке можно предположить удаленный источник их сноса, поскольку в Южно-Тянь-Шаньской складчатой системе их аналогов не устанавливается.

Возраст формации определяется в интервале верхний карбон — нижняя пермь.

Красноцветная молассовая формация в рассматриваемом районе развития ограничено. Наибольший по площади выход ее отмечается на севере Туркестанского хребта, где она с размывом ложится на сероцветную молассу.

На основании приведенной краткой характеристики формаций складчатых докембрийских толщ можно прежде всего сделать вывод о том, что все рассмотренные толщи представляют собой закономерный ряд формаций последовательно, без больших перерывов сменяющих друг друга и отражающих этапы единого цикла развития (рис. 2). Для выделения в пределах Южного Тянь-Шаня фундамента, на котором залегает охарактеризованная слоистая толща, сколько-нибудь надежные фактические материалы отсутствуют.

Вулканогенно-терригенно-кремнистая, аспидная и флишоидная формации указывают на режим постепенного погружения региона при сравнительно слабых тектонических движениях. Карбонатные формации отражают еще более спокойный и устойчивый тектонический режим, наступивший на данной территории после некоторой активизации тектонических движений (появление прослоев внутриформационных конгломератов), которые отвечали, по-видимому, серьезным тектоническим пере-

стройкам в обрамлении системы. Он сменяется отложением олистостромовой формации, свидетельствующей о широком проявлении горизонтальных тектонических движений, приведших к шарьированию.

Наконец, отложение молассовых формаций, развитых ограниченно и не достигающих большой мощности, указывает на дифференциальные вертикальные тектонические движения относительно небольших амплитуд.

С наиболее раннего этапа развития и до замыкания в поздней перми в пределах складчатой системы Южного Тянь-Шаня вулканическая деятельность отсутствовала.

Моноцикличность развития складчатой системы Южного Тянь-Шаня помимо формационного анализа слоистых толщ подтверждается анали-

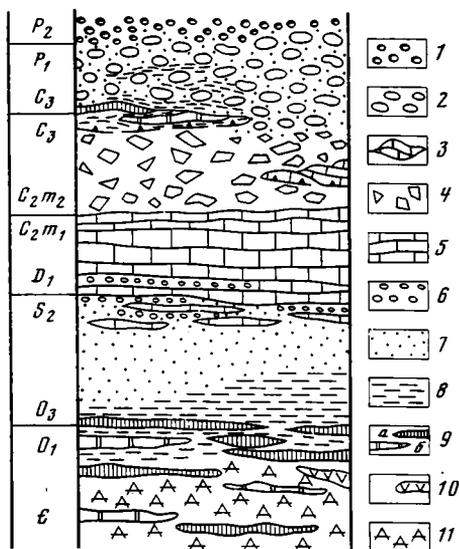


Рис. 2. Сводный разрез домезозойских отложений западной части Южного Тянь-Шаня

1 — конгломераты красноцветной молассы, 2 — породы сероцветной молассы, 3 — шарьяжные пластины, 4 — отложения олистостромовой формации, 5 — карбонатные формации, 6 — внутриформационные конгломераты, 7 — породы флишовой формации, 8 — терригенные породы аспидной и вулканогенно-терригенно-кремнистой формации, 9 — прослойки микрокварцитов и кремнистых сланцев (а), доломитов и мраморов (б), 10 — сланцы габбро-амфиболитов, 11 — амфибол-, хлорит-, эпидотсодержащие сланцы

зом проявлений интрузивного магматизма. Все исследователи, изучавшие геологию Южного Тянь-Шаня, в том числе и предполагающие его полициклическое развитие, не могут привести убедительных данных о наличии магматических пород ранних циклов (рифейского, каледонского). Наши исследования достаточно определенно говорят о том, что вся магматическая интрузивная деятельность была приурочена к сравнительно короткому промежутку времени, начавшись в верхнем карбоне и завершившись, по-видимому, в триасе. Вся она проходила в обстановке общего поднятия территории. Вместе с тем история магматизма была очень сложной. Рассмотрим кратко главные особенности проявления магматических комплексов.

Породы комплекса базальтоидов слагают преимущественно дайки, реже вытянутые штоки и обычно концентрируются в пояса тяньшаньского направления. Наиболее широко они распространены в Мальгузарских горах, а также в Туркестанском и Нуратинском хребтах. Породы комплекса иногда относят к силурийским образованиям на том основании, что они участвуют в складчатости, захватившей вмещающие их силурийские сланцы. Последнее обстоятельство мы связываем с использованием магмой межслоевых плоскостей. Обычно в экзоконтактах даек наблюдается ороговикование, а в эндоконтактах — уменьшение зернистости. Дайки помимо силурийских отложений прорывают олистостром и сероцветную молассу, что достаточно четко позволяет определить их возраст. Сами же они прорываются дайками гранит-порфиров и гранодиоритами-сиенитами Кошрабалского массива.

Габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс развит повсеместно и представлен плутонами и штоками. Габброидные породы ранней фазы распространены меньше, чем поздней — гранодиоритовой; обычно те и другие совмещены в единых плутонах, хотя есть тела, сложенные породами какой-либо одной фазы.

Породы комплекса, в том числе относящиеся к ранней фазе, прорывают олистостромовые отложения (Каттаичский, Шайдаразский и другие массивы), чем определяется их нижняя возрастная граница. Породы поздней фазы, кроме того, прорывают сероцветную молассу.

Породы комплекса малых интрузий пестрого состава имеют очень широкое развитие. Они слагают пучки, поля, пояса разной степени концентрированности, а также встречаются в виде единичных штоков и даек. Единство даек различного состава, позволяющее объединить их в один комплекс, доказываются, во-первых, почти постоянным совмещением в пространстве и, во-вторых, тем, что дайки всех групп комплекса прорывают породы поздней фазы габбро-диорит-гранодиоритового комплекса и сами срезаются породами комплекса биотитовых гранитов. Наиболее надежно это устанавливается для даек, отнесенных к ранней и промежуточной группам. Что касается даек поздней группы, то они прорывают породы габбро-диорит-гранодиоритового комплекса, а среди пород комплекса биотитовых гранитов не встречаются.

Вопрос о «самостоятельности» даек или сопряженности их с гранитоидами решается разными исследователями различно. Поскольку плутонические породы имеют гомодромный характер развития, который нарушается внедрением магматического материала основного состава, единый очаг для плутонических и дайкового комплексов кажется маловероятным.

Разделение малых интрузий пестрого состава на три разновозрастных группы следует из их возрастных взаимоотношений. Прорывание пород ранней группы породами промежуточной группы описывается во многих случаях. Взаимоотношения даек поздней группы с остальными нами не наблюдались, и примеров таких взаимоотношений в известных нам работах не приведено. Однако большинство авторов, изучавших дайковые породы на рудных полях Западного Узбекистана, относят их к завершающим формирование дайковых серий.

Распространение пород **комплекса биотитовых гранитов** столь же широкое, как и пород габбро-диорит-гранодиоритового. Часто породы обоих комплексов слагают единые плутоны. Важно указать признаки отличия пород комплекса биотитовых гранитов от наиболее кислых разновидностей габбро-диорит-гранодиоритового комплекса. Для первых характерно отсутствие или очень невысокое (до 0,5%) содержание роговой обманки, преобладание K_2O над Na_2O , сравнительно широкое развитие пегматитов, меньшее развитие порфиридных разностей. В то же время следует подчеркнуть отсутствие резких петрохимических и геохимических различий у разновозрастных гранитоидов.

Основанием для выделения двух плутонических комплексов служит отношение их к малым интрузиям пестрого состава. Породы габбро-диорит-гранодиоритового комплекса, как уже упоминалось, рассекаются дайковыми образованиями всех групп, а биотитовые граниты срезают их. Следует также указать на частые случаи прорывания и ассимиляции биотитовыми гранитами амфиболсодержащих гранодиоритов.

Вопрос о верхней возрастной границе комплекса биотитовых гранитов не решен окончательно. В нижнепермских красноцветных конгломератах северного склона Туркестанского хребта описывается галька сходных с ними существенно калиевых гранитов, но необходимо более строго обосновать идентичность гранитов в плутонах и в гальке.

Дайки, выделенные в **щелочно-базальтоидный комплекс**, встречаются на рассматриваемой территории редко. Устанавливается увеличение

их количества с запада на восток. Состав даек и наличие гранулитовых ксенолитов и нодулей мантийных пород свидетельствует о внедрении их после консолидации территории.

В заключение краткой характеристики интрузивного магматизма отметим еще раз, что несмотря на разнообразие состава магматических образований Южного Тянь-Шаня, многофазность их становления, наличие гомодромных и антидромных серий, все они сформировались в короткий интервал времени (C_3-P_1), что подтверждается взаимоотношением их с фаунистически охарактеризованными толщами.

Одним из доводов, позволяющим некоторым исследователям рассматривать Южный Тянь-Шань как систему с полициклическим развитием в домезозойское время, является многоэтапность складчатых деформаций. Наши наблюдения указывают на развитие складчатых дислокаций только на поздних стадиях развития региона. В период наиболее интенсивных тангенциальных напряжений, соответствующих времени формирования олистостромовой формации, в породах вулканогенно-терригенно-кремнистой, аспидной и флишовой формаций формировалась изоклиная складчатость, а в карбонатных толщах (в силу их физических свойств) — сложные складки течения. Позже, по мере ослабления тангенциальных усилий (в период накопления сероцветной молассы) и нарастания вертикальных напряжений, достигших максимума в период внедрения гранитоидов, возникали куполовидные и концентрические (параллельные) складки, отчетливо проявившиеся в сероцветной молассе и накладывающиеся на изоклиальные складки в доорогенных толщах.

Как указывалось, важнейшим вопросом геологической истории и тектонического строения Южного Тянь-Шаня является вопрос о возможности выделения длительно и в известной степени автономно развивавшихся продольных структурно-тектонических зон, которые признаются большинством, хотя и не всеми исследователями. Разломы, разграничивающие эти зоны, прослеживаются через всю систему, «нарезая» ее на серию субпараллельных пластин. Наши данные не позволяют считать продольные зоны структурно-формационными (и даже фациальными) единицами, а вынуждают относить их к тектоническим зонам, возникшим на поздней стадии развития системы (по крайней мере после формирования олистострома). Признаком, позволяющим отрицать их древнее заложение, является сходный характер разрезов одноименных формаций и их мощностей в различных крыльях разломов. Некоторая фациальная изменчивость отдельных формаций наблюдается скорее вдоль складчатой системы с запада на восток, как это было уже указано выше, чем в поперечном направлении, — от зоны к зоне.

Характерно также, что пограничные продольные разрывы обычно не сопровождаются телами магматических пород. Лишь вдоль некоторых из них на поверхность выведены тектонизированные тела ультрабазитов. Последние отмечаются вдоль северо-восточного погружения Северо-Нуратинских гор, где проходит затухающий в северо-западном направлении Южно-Ферганский разлом. Мелкие тела их наблюдаются также на границе Кульджуктауской тектонической зоны. Обычно разрывы, разграничивающие тектонические зоны, представляют собой сбросы и взбросы с незначительно проявленной сдвиговой составляющей. Отсутствие мажорантной роли и следов многократных подновлений подтверждает, по нашему мнению, сравнительно молодое (не древнее позднеорогенной стадии) их заложение. Значительные амплитуды перемещений по продольным разломам в альпийское время обуславливают то, что в каждой блок-пластине на современном уровне преобладающим развитием пользуются те или иные части стратиграфического разреза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ сменяющих друг друга во времени формаций слоистых толщ, определение места магматических процессов и характеристика главных тектонических элементов Южного Тянь-Шаня показывают значительное своеобразие тектонического развития этой складчатой системы, которая не может быть описана как геосинклинально-орогенная в классическом понимании этого термина. В отличие от таких систем здесь отсутствовал типичный геосинклинальный трог с контрастным накоплением мощных осадочно-вулканогенных или осадочных толщ и последующим инверсионным поднятием при раннем расчленении системы на продольные зоны с автономным развитием.

В истории развития Южного Тянь-Шаня выделяются с нашей точки зрения три главных этапа:

- 1) слабых вертикальных тектонических движений с общей тенденцией к погружению;
- 2) горизонтальных тектонических движений с деформацией и скупиванием ранее отложенных толщ;
- 3) вертикальных тектонических движений с общей тенденцией к воздыманию.

В начале первого этапа регион представлял собой часть океанического бассейна, который, по С. С. Шульцу (1972), разделял «в позднем рифее, раннем, среднем и начале позднего палеозоя Европейскую и Сибирскую древние платформы». Вулканогенно-терригенно-кремнистая, аспидная и флишoidная формации могут быть сопоставлены с породами второго и первого слоев океанической коры (Соловьева, 1976). Анализ фаций и мощностей отложений перечисленных формаций показывает отсутствие в этот период резкой расчлененности бассейна на прогибы и поднятия, сопоставимые с наблюдаемыми сейчас тектоническими зонами. В то же время неоднородность бассейна очевидна — южная часть его была, вероятно, более погруженной и удаленной от континента.

Заложение океанической коры произошло в докембрийское время. В позднем силуре — раннем девоне в обрамлении современного Южного Тянь-Шаня происходило зарождение островных дуг (районы Кураминских гор, Байсунской глыбы), а на палеоконтиненте (Северный Тянь-Шань) имели место проявления континентального вулканизма. На рассматриваемой нами территории с этого времени во внутренних морях в спокойной тектонической обстановке отлагались карбонатные формации.

Второй этап тектонической истории Южного Тянь-Шаня, связанный с резким усилением тектонической активности и преобладанием горизонтальных движений, начался в позднемосковское время. Тангенциальные усилия были направлены примерно по линии север — юг со стороны Кураминского и Байсунского жестких блоков, представляющих собой, по-видимому, островные дуги с горообразовательными движениями и активным вулканизмом. В Южно-Тянь-Шаньской складчатой системе в этот период происходило формирование олистостромов, шарьяжных пластин, но вулканизм и горообразование здесь отсутствовали. Под влиянием мощных тангенциальных усилий происходили складчатые дислокации, особенно интенсивные в доорогенных толщах, в результате которых формировались сложные, частично изоклинальные складки.

Третий этап развития рассматриваемой территории с преимущественно восходящими вертикальными движениями, имел место от верхнего карбона до верхней перми. Как и на предыдущих этапах, горообразовательные движения здесь не отличались интенсивностью, на что указывает ограниченное развитие и сравнительно небольшие мощности моласовых толщ. Вертикальные движения положительного знака, имевшие место на этом этапе, обуславливали режим субгоризонтального растяже-

ния. В этот этап происходит внедрение крупных интрузивных масс и формирование брахиформной складчатости.

Изложенные представления об основных чертах геологической истории Южного Тянь-Шаня должны использоваться для металлогенических построений. Главный вывод в этом отношении заключается в установлении сравнительно узкого интервала времени формирования главного эндогенного оруденения, приуроченного исключительно к третьему этапу. Соответственно именно структуры этого этапа должны являться главным объектом изучения при металлогенических прогнозных построениях.

Литература

- Абдуазимова З. М., Мансуров Р. И., Пяновская И. А., Пятков К. К. Сопоставление комплексов микрофилитов докембрия и кембрия Южного Тянь-Шаня и Сибири.— Геология и геофизика, 1976, № 1.
- Абдуазимова З. М., Пяновская И. А., Пятков К. К., Пак Р. С. О непрерывности разреза докембрия и кембрия и возрасте тайманской свиты в Тамдытау (Центральные Кызылкумы).— Узб. геол. ж., 1977, № 1.
- Ахмеджанов М. А., Абдуллаев Р. Н., Борисов О. М., Базарбаев Э. Р., Мирхаджаев И. М., Хохлов В. А. Докембрий Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, «Фан», 1975.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Основные черты строения и развития Срединного и Южного Тянь-Шаня.— Узб. геол. ж., 1972, № 4.
- Белостоцкий И. И. Тектонические покровы.— В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М., «Недра», 1970.
- Буртман В. С. Геология и механика шарьяжей. М., «Наука», 1973.
- Буртман В. С., Поршняков Г. С. Варисиды Тянь-Шаня и Кызылкума.— В сб.: Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР (тез. докл.). М., 1972.
- Бухарин А. К., Гарьковец В. Г., Пятков К. К. Основные черты тектонического строения палеозойской западной части Южного Тянь-Шаня.— В сб.: Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР (тез. докл.). М., 1972.
- Довжиков А. Е., Зубцов Е. А., Аргутина Т. А. Тянь-Шаньская складчатая система.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. II. М., «Недра», 1968.
- Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, «Дониш», 1969.
- Кухтиков М. М., Черенков И. Н. О «кембрийских» отложениях северного склона Туркестанского хребта.— Докл. АН ТаджССР, 1960, т. III, № 1.
- Леонов М. Г. Тектонический режим эпох образования олистостромов.— Геотектоника, 1976, № 3.
- Лихачев Ю. А., Владимирский В. С., Малова Э. В. и др. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 105. М. Госгеолтехиздат, 1963.
- Лукьянов А. В., Леонов М. Г., Шерба И. Г. Олистостромовая формация и вопрос о псевдотиллитах.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 4.
- Макарычев Г. И. Развитие геосинклиналей Западного Тянь-Шаня и проблема формирования континентальной земной коры.— Автореф. докт. дис. М., ГИН, 1975.
- Муфтиев З. З., Шадчиев А. С. К стратиграфии палеозоя Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны.— В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. Тр. ВСЕГЕИ, т. 168. Л., Госгеолтехиздат, 1970.
- Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Тянь-Шаня. Изд-во Ленингр. ун-та, 1973.
- Резвой Д. П. Южный Тянь-Шань — краевая геосинклинальная система Урало-Монгольского палеозойского складчатого пояса — В кн.: Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР (тез. докл.). М., 1972.
- Руженцев С. В., Хворова И. В. Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 6.
- Сабдюшев Ш. Ш., Усманов Р. Р. Структурное положение и возраст офиолитов Западного Узбекистана.— Докл. АН СССР, 1971, т. 197.
- Сабдюшев Ш. Ш., Усманов Р. Р. Тектоническое покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Западный Узбекистан).— Геотектоника, 1971, № 5.
- Соловьева И. А. Особенности глубинного строения земной коры Тихого океана.— Геотектоника, 1976, № 3.
- Шер С. Д., Вихтер Б. Я. Об одной важной особенности верхнепалеозойских отложений Центральных Кызылкумов.— Сов. геология, 1973, № 6.
- Шульц С. С. Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М., «Недра».

УДК 551.243(571.61)

Г. В. ИЦИКСОН

СТРУКТУРЫ СЖАТИЯ, БЛОКИ-УПОРЫ И ЗОНЫ МЕЛАНЖА ПРИХОХТЬЯ

Показано, что при формировании складчато-надвиговых структур действие силы, вызывающей сжатие, зависит от геомеханических свойств противодействующих упоров — древних выступов. Упоры — контрфорсы — подразделены на а) геомеханически монолитные (высокая прочность на сжатие и срез), б) геомеханически слоистые — способные к скалыванию и скольжению сколотых чешуй (малая прочность на срез). Вдоль контрфорсов типа б) реализация сжатия наиболее вероятна в виде образования синскладчатого меланжа. Пересмотрен стратиграфический разрез и тип тектонической структуры Западного Приохотья, включая Шантарские о-ва, намечены региональные зоны тектонического меланжа (галамский тип) и древние (R—E) выступы.

К ПОСТАНОВКЕ ЗАДАЧИ

В соответствии с представлениями Г. Д. Ажгирея, В. В. Белоусова, П. Н. Кропоткина, А. В. Пейве, Л. М. Плотникова, О. И. Слензака, М. М. Тетяева, В. Е. Хаина, Г. Н. Щербы и др. типовой региональной моделью силовых полей сжатия являются зоны региональных складчато-надвиговых структур. В веществе горных пород тенденция сжатия в таких зонах запечатлена образованием фаций «уплотнения» — от фаций диагенеза до фаций метагенеза и динамотермального метаморфизма. Согласно исследованиям и теоретическим обобщениям Н. М. Страхова, развиваемым далее А. В. Копелиовичем, А. Г. Коссовской и В. Д. Шутковым, Н. В. Логвиненко и многими другими, фации регионального диагенеза и катагенеза, метагенеза и динамотермального метаморфизма представляют продукты процессов одной физической природы и единой кристаллохимической направленности. В каждой фации эта направленность фиксируется образованием минералов с прогрессивно уменьшающимися межатомами расстояниями в их структурах, т. е. фиксируется тенденцией структурного сжатия. В этом едином генетическом ряду фаций сжатия фации динамотермального метаморфизма — от зеленосланцевой до амфиболитовой — фиксируют силовые поля с наибольшим эффектом сжатия. В указанном диапазоне фаций амфиболитовая фация отвечает наибольшему сжатию (Ициксон, 1973).

Анализ распределения фаций динамотермального метаморфизма как фаций сжатия в Тукурингской складчато-надвиговой зоне (Среднее Приамурье) выявил корреляцию между геомеханическими свойствами блоков-упоров, обеспечивающих само явление сжатия, и эффектом этого сжатия. Было установлено, что наибольшее сжатие, фиксируемое совокупностью фаций от зеленосланцевой до амфиболитовой, создается на фронте надвиговых зон только в тех случаях, когда блоком-упором является геомеханически монолитный Буреинский массив или сходные с ним выступы (рис. 1). При отсутствии монолитных блоков-упоров эффект сжатия проявлен лишь в виде фаций метагенеза и катагенеза.

Отсюда был сделан вывод, что результат действия силы, вызываю-

щей сжатие, при равных прочих условиях зависит от геомеханических свойств противодействующих блоков-упоров — их монолитности или неоднородности.

Развивая эту мысль, противодействующие блоки-упоры можно подразделить на два крайних, типа: 1) контрфорсы геомеханически монолитные, обладающие во всей массе высокой прочностью и на сжатие и на срез; 2) контрфорсы геомеханически слоистые, обладающие в условиях сжатия способностью к многопорядковому скалыванию в силу малой прочности на срез и трансляционному скольжению сколотых чешуй.

Отсюда вытекают два следствия: 1) в периоды сжатия, т. е. в перио-

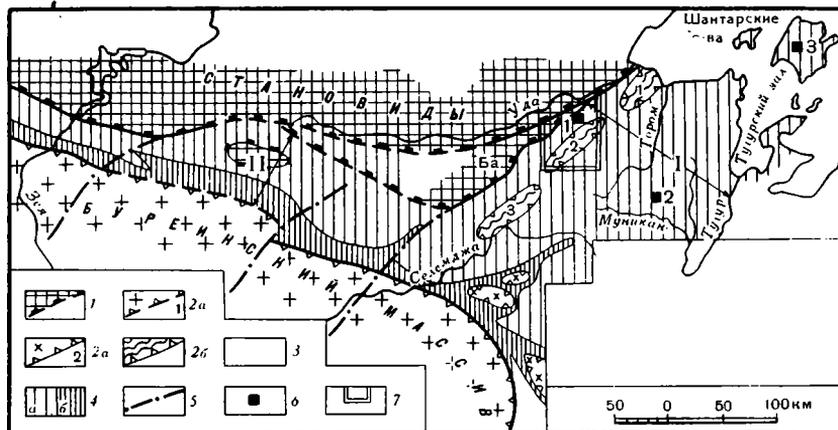


Рис. 1. Приуроченность фаций экстремального сжатия к блокам — упорам монолитного типа в Тукурингской зоне сжатия (по — Г. В. Ицксон, 1968 г.)

1 — деформирующий мегаблок, сложен кристаллическими породами, движение с севера на юг; 2 — противостоящие блоки-упоры: а — геомеханически монолитные — гранитоиды и гранито-гнейсы Буреинского массива (a_1), кристаллические сланцы куполовидных выступов (a_2); б — геомеханически слоистые — слабометаморфизованный диабазово-яшмовый комплекс в Галамо-Охотских выступах; 3 — деформируемые толщи: песчаники 50—95%, алевролиты 10—50% (PZ_{2,3}, MZ₁); 4 — эффект сжатия: а — механический — интенсивная складчатость, кристаллохимический — не выше фаций метагенеза, б — механический — то же, кристаллохимический — экстремальный: зеленосланцевая и амфиболитовая фации динамотермального метаморфизма; 5 — межблоковые границы в Буреинском массиве; 6 — места типовых стратиграфических разрезов (см. на рис. 2): Галамской зоны (1), Тором-Тугурского района (2), Шантарских островов (3); 7 — местоположение схемы рис. 5; Ба — Баладекский выступ

ды формирования складчато-надвиговых структур, эффект сжатия в виде максимальных кристаллоструктурных преобразований — фаций динамотермального метаморфизма — наиболее вероятен только вдоль контрфорсов монолитного типа; 2) вдоль контрфорсов слоистого типа наиболее вероятна реализация сжатия в виде тектоно-механического перемешивания деформируемой массы пород с блоками-отторженцами выступов, т. е. реализация сжатия в образовании зон синскладчатого тектонического меланжа. Кристаллоструктурные преобразования в этом случае не могут превышать фаций метагенеза с возможным локальным проявлением зеленосланцевых фаций.

Для Западного Приохотья геомеханическим условиям формирования тектонического меланжа удовлетворяет Галамская зона (Схема тектоники..., 1975). Во время формирования послепалеозойских складчато-надвиговых структур эта зона по вещественному составу деформируемого материала (существенно песчаниковые толщи) и по положению относительно деформирующего блока была совершенно равнозначна Тукурингской (см. рис. 1). Однако в отличие от последней, где в период сжатия контрфорсом был гранитоидный монолит Буреинского массива, в Галамской зоне контрфорсом являлись Галамо-Охотские выступы,

В данное время территория Западного Приохотья (зона I на рис. 1) рассматривается как восточный фланг Монголо-Охотской геосинклинальной области. Считают, что в среднем и позднем палеозое здесь накапливались очень мощные, местами свыше 20 км, геосинклинальные толщи. Полагают также, что стратиграфический разрез среднего и позднего палеозоя представляет непрерывное, согласное, многократно и однотипно повторяющееся переслаивание континентальных, отчасти прибрежно-морских алевропесчаниковых толщ с вулканогенно-кремнистыми породами эвгеосинклинальной диабазово-яшмовой формации. Поскольку повсеместно однотипные вулканогенно-кремнистые образования со-

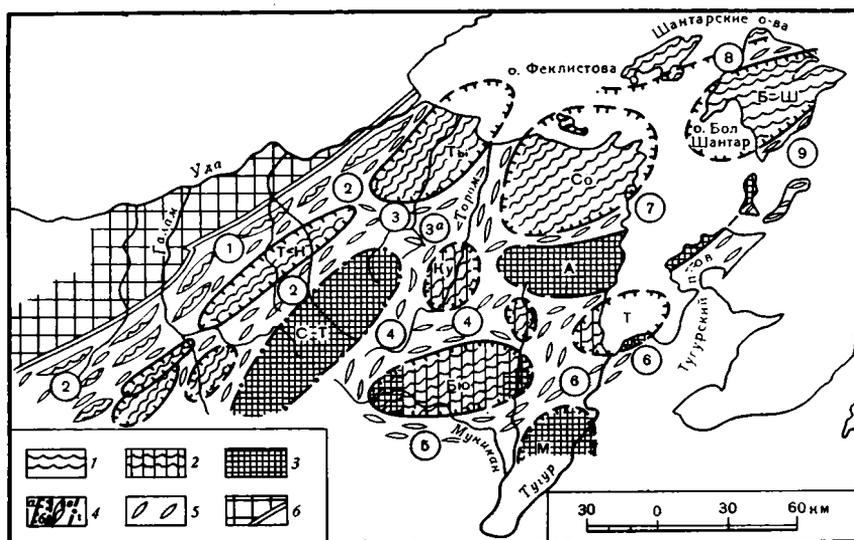


Рис. 3. Схема строения Галамо-Шантарского массива

Выступы древнего, досреднепалеозойского фундамента (1—4): 1 — преимущественно дибазово-яшмовый комплекс с проявлениями Fe, Mn, P (R—E); 2 — то же, в сочетании с предположительно дорифейскими метаморфическими сланцами; 3 — с преобладанием таких сланцев; 4 — контуры выступов — на поверхности (а) и предполагаемые (б), зоны развития крупных блоков (R—E) предположительно в аллохтонном залегании (в), гипотетические границы толщ дорифейских метаморфических сланцев под образованиями МЗ (г); названия выступов: С — Селитканский, Т-Н — Тонум-Нимийский, Ты — Тыльский, Б-Ш — Шантарский, Со — Сонелский, Т — Тугурский, Бю — Бюконский, М — Магинский, Ку — Куинский, А — Альский, С-Т — Селиткано-Торомский; 5 — чешуйчато-складчатые толщи тектонического меланжа галамского типа: Галамская (1, 2), Тыл-Торомская (3), Теватынская (4), Ассино-Муниканская (5), мыса Внутреннего (6), Уйконская (7), Омокойская (8); 6 — фрагмент мегаблока становид — Баладекский кристаллический выступ и ограничивающая его Улигданская система разломов

проводятся повсеместно однотипными же проявлениями железных и марганцевых руд, а также проявлениями фосфатонесных пород, полагают, что эта минерализация также многократно повторяется в течение среднего и позднего палеозоя (Объяснительная записка..., 1973; Схема тектоники..., 1975).

Выявление в Галамской зоне признаков тектонического меланжа дало основание к пересмотру этих представлений и привело к следующим выводам.

1. Переменяемость существенно континентальных песчаниковых толщ среднего и позднего палеозоя с телами пород диабазово-яшмового комплекса на рассматриваемой территории Западного Приохотья не является результатом первичной стратификации. Эта переменяемость представляет собой синскладчатый тектонический меланж. Основной массой в этом меланже служат алевропесчаниковые толщи среднего и позднего палеозоя. Включенные в такие складчатые толщи тела вул-

каногенно-кремнистых пород, совместно с сопутствующими им железными рудами и фосфоритоносными породами, являются либо чешуями-отторженцами древних выступов, либо реликтами самих выступов. Совмещение в одних и тех же разрезах пород, датируемых органическими остатками разного возраста (силур, девон, карбон, пермь, рифей—кембрий), есть также результат процессов тектонического меланжирования. Кроме Галамской зоны меланжа выделены Теватынская, Ассины-Муниканская и др.

2. Толщи, относимые к свитам — ламской, малошантарской, мыса Радужного, мыса Топазного и ряда других (рис. 2), не являются частями стратиграфического разреза среднего и позднего палеозоя. Эти толщи—древние; ими сложены выступы, в составе которых преобладают

Рис. 4. Трактовка стратиграфического разреза среднего и позднего палеозоя Приохотья с учетом признаков меланжа

1 — досреднепалеозойский фундамент: диабазово-яшмовый комплекс с проявлениями Fe, Mn, P (рифей—кембрий) и метаморфические сланцы; 2 — континентальные и прибрежно-морские отложения среднего и позднего палеозоя мощностью < 4 км; 3 — тектонические отторженцы фундамента



породы рифея, кембрия и, возможно, еще более ранние. Кроме известных Галамо-Охотских намечен ряд подобных им крупных древних выступов — Бюконский, Тугурский, Шантарский и др. (рис. 3).

3. В период среднего и позднего палеозоя эта часть территории Приохотья не являлась геосинклиналью с тенденцией глубокого погружения. После байкальской складчатости она являлась структурой с устойчивым ритмом воздымания, т. е. массивом. Для него предложено название Галамо-Шантарский. Этот массив состоял из многочисленных овальных, куполовидных и гребневидных поднятий, разделенных прогибами, в которых в среднем и реже в позднем палеозое происходило накопление континентальных и отчасти прибрежно-морских песчаниковых толщ с широким распространением грубообломочных фаций. Суммарная мощность их не превышала 4 км (рис. 4). Рудная минерализация в этих толщах отсутствует; проявления Fe, Mn и P, обнаруживаемые в них, локализованы в тектонических чешуях, сложенных породами рифейско-кембрийского диабазово-яшмового комплекса.

ГАЛАМО-ОХОТСКИЕ ВЫСТУПЫ КАК КОНТРФОРСЫ ГЕОМЕХАНИЧЕСКИ СЛОИСТОГО ТИПА

Решение вопроса о существовании тектонического меланжа прямо связано с возможностью идентификации блоков-отторженцев, находящихся в меланжевой массе, с породами выступов. В этом отношении Галамо-Охотские выступы представляют исключительно благоприятную геологическую модель. Они сложены очень однотипными разновидностями пород, рифейско-кембрийский возраст которых надежно документирован. Поэтому идентичность отторженцев с породами выступа может быть геологически обоснована. Рассмотрим вкратце признаки такой идентичности.

а) Состав выступов, признаки «ксеногенности и идентификации». Основу выступов составляет ассоциация пород, объединяемых, по Э. Л. Школьнику (1971), в диабазово-яшмовый эвгеосинклинальный

комплекс рифейско-кембрийского возраста¹. В этом комплексе преобладают пестроокрашенные яшмоиды (50—85% объема выступов) и основные вулканиты, при подчиненной роли карбонатных пород (рис. 5). Верхняя часть комплекса сложена преимущественно терригенными породами (песчаниками); в данной работе они не рассматриваются. Мощность рифейско-кембрийских толщ оценивается в 3000—4000 м (Круг-

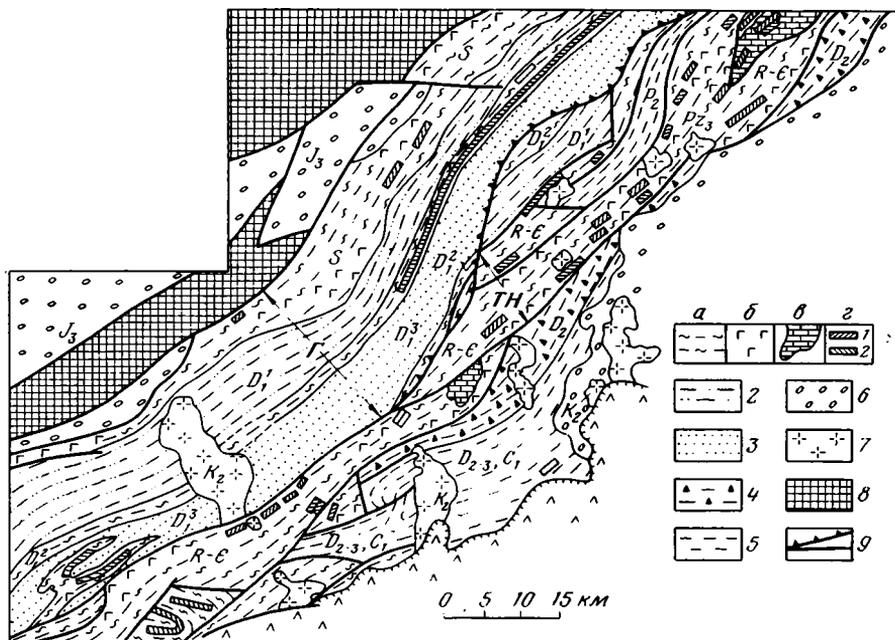


Рис. 5. Схема строения и состав толщ Галамской зоны (фрагмент карты «Схема тектонического районирования...», 1975) с некоторыми упрощениями (местоположение см. на рис. 1)

1 — породы диабазово-яшмового комплекса: 1а — яшмоиды (30—86%), песчаники (10—30%), алевролиты (10—20%), 1б — основные вулканиты, 1г — линзы и блоки карбонатных пород. 1г — железные руды (1) и фосфориты (2); 2 — песчаники (53—85%), алевролиты 10—35%, линзовидные тела и блоки яшмоидов и их спутников (типа 1б-г) — 5—12%; 3 — песчаники (82—95%), алевролиты (10—15%), яшмоиды и их спутники (типа 1б-г) — 2—3%; 4 — глыбовые брекчии (20%), яшмоиды и их спутники (типа 1б-г) — 47%; 5 — песчаники (50—85%), гравелиты, конгломераты — 17%, алевролиты (10—20%), яшмоиды и их спутники (типа 1в, г) — 5—8%; 6 — песчаники; 7 — интрузии гранитоидов (поздний мел); 8 — Баладецкий кристаллический выступ, не показаны небольшие выходы отложений D_{2-3} ; 9 — разрывные нарушения, в том числе с установленным направлением падения плоскости сместителя — надвиги, взбросы (а)

лов, Роганов, 1974). Основные вулканиты — диабазы, диабазовые порфириты, спилиты, вариолиты, базальтовые порфириты, шлаки и стекла, многочисленные туфы — образуют в яшмоидах линзовидные и лентовидные тела мощностью до 200—300 м и протяженностью многие сотни метров; местами они слагают до 40% разреза. Карбонатные породы (известняки, реже доломиты) — рифогенные, обломочные, хемогенные, наиболее часто встречаются в виде линзовидных тел протяженностью в де-

¹ Характеристика приводится по данным исследований последних 10—15 лет — Г. В. Беляевой, С. Г. Кислякова, Ю. А. Мамонтова, А. В. Махихина, Г. В. Роганова, В. Ф. Сигова, Д. Ф. Фомина, Ф. С. Фролова, Ю. И. Щербины, Э. Л. Школьника, А. Ф. Шехоркиной и др. История взглядов на геологию, стратиграфию и тектонику этой территории Приохотья освещена в опубликованных работах Е. Б. Бельтенева, Л. И. Красного, Д. А. Кирикова, М. С. Нагибиной, С. А. Салуна, Э. Л. Школьника и многих других.

сятки и сотни метров, реже в виде крупных выходов протяженностью в несколько километров; пространственно всегда тяготеют к основным вулканитам. Постоянные спутники карбонатных пород — микрокварциты и фосфоритсодержащие породы; микрокварциты считают продуктом окварцевания известняков (Школьник, 1971).

Диабазово-яшмовый комплекс насыщен повсеместно однотипными проявлениями железных, марганцевых руд и фосфоритоносных пород. Установлено (Школьник, 1971), что тонкополосчатые гематитовые и магнетит-гематитовые железные руды приурочены к яшмоидам (80% случаев), реже к вулканитам; фосфоритсодержащие породы — фосфоритсодержащие седиментационные брекчии и фосфоритоносные микрокварциты — залегают либо непосредственно в карбонатных породах (70% случаев), либо вблизи них (23% случаев).

Карбонатные породы совместно с их спутниками — микрокварцитами и фосфоритсодержащими породами, а также железные и марганцевые руды по объему, занимаемому ими в Галамо-Охотских выступах, могут быть объединены во второстепенную группу пород. Распространенность пород этой группы в выступах высока — грубо приближенно они встречаются в каждом погонном километре.

Рифейско-кембрийский возраст диабазово-яшмового комплекса совместно с сопровождающей его минерализацией охарактеризован палеонтологически: кембрий — археоцитами, трилобитами, брахиоподами, губками, радиоляриями, водорослями, хиолитами, микрофитолитами, рифей и рифей — кембрий (венд — алданский ярус) — микрофитолитами (Беляева, 1970; Школьник, 1971; Шехоркина, 1976). Достоверность возраста онколитов и катаграфий подтверждена геологическими соотношениями микрофитолитовых известняков с палеонтологически документированным кембрием (Беляева, 1970; Шехоркина, 1976).

Тенденция в количественном соотношении пород, слагающих Галамо-Охотские выступы, заключается в следующем: при образовании ореола разрозненных блоков отторженцы, сложенные породами второстепенной группы — карбонатными породами и их спутниками (микрокварцитами и фосфоритсодержащими брекчиями), а также железными и марганцевыми рудами, — могут находиться только в пространственной ассоциации с разрозненными телами яшмоидов и вулканитов.

Отсюда можно утверждать, что 1) при нахождении тел яшмоидов и основных вулканитов среди пород других формаций прямым геологическим признаком их ксеногенной природы служит присутствие здесь же разрозненных тел карбонатных пород, микрокварцитов, фосфоритоносных брекчий, железных руд и т. д. При наличии тел карбонатных пород, содержащих органические остатки рифейско-кембрийского возраста, ксеногенность тел, сложенных вулканогенно-кремнистыми породами, несомненна; 2) прямым геологическим признаком идентичности отторженцев, сложенных яшмоидами и вулканитами, с их аналогами в Галамо-Охотских выступах также служит присутствие тел какой-либо из перечисленных разновидностей пород второстепенной группы. При наличии в карбонатных породах органических остатков рифейско-кембрийского возраста (тех же, что и в выступах) достоверность такой идентичности полная.

Назовем эти признаки признаками «ксеногенности и идентификации» по разновидностям пород второстепенной группы. Поскольку в выступах частота встречаемости пород этой группы высока, можно утверждать, что достоверность определений по этим признакам также высока.

б) *Первичная и вторичная геомеханическая неоднородность Галамо-Охотских выступов.* Породы диабазово-яшмового комплекса в Галамо-Охотских выступах метаморфизованы лишь в самых низких фациях динамометаморфизма, не превышающих фаций катагенеза и метагенеза (протометаморфизма, по А. Ф. Шехоркиной, 1976). Сохраняются крип-

токристаллические структуры и халцедон в яшмоидах и железных рудах, глинистое и пелитоморфное вещество в кремнисто-глинистых сланцах, стекловатый базис и миндалины с халцедоном в вулканитах, многочисленны разновидности вариолитов. Сохраняется кластогенный ортоклаз в песчаниках. Иначе говоря, в породах сохраняются такие агрегаты и минералы, которые кристаллохимически и кристаллоструктурно чувствительны к процессам сжатия (Ициксон, 1973). Отсутствие метаморфизма означает, что в выступах на всем их протяжении сохранена первичная дифференцированность физических свойств различных пород, а также сохранены первичные слоистые структуры и линзовидные текстуры.

Первичная геомеханическая неоднородность Галамо-Охотских выступов была усложнена в дальнейшем формированием послойных тектонических чешуй. Именно о таком стиле строения выступов свидетельствуют геологические данные. Исследователи этого района подчеркивают, что разрывные нарушения являются главным типом геологических границ между разновозрастными толщами, пачками, свитами и вообще между разнородными породами, при линзовидных и клиновидных (пластинообразных) формах тектонических блоков. Оконтуриваются блоки длиной около 3—4 км и шириной 0,5—1,5 км, при наличии в их пределах множества блоков более высоких порядков. Сами выступы также по существу являются блоками, так как они ограничены мощными системами разрывных нарушений (см. рис. 5).

Разрывные нарушения (зоны рассланцевания, милонитизации, тектонических глин, зеркал скольжения) преимущественно конформны первичным слоистым структурам; их трактуют как надвиги-взбросы с дифференцированным перемещением блоков.

Отсюда можно считать, что каждый блок представляет сложную тектоническую чешую, послойно перемещенную, но сохранившую конформность своей внутренней структуры с общей линейно-складчатой структурой выступов. Следовательно, структура тектонических блоков в Галамо-Охотских выступах может быть названа конформно-чешуйчатой.

Изложенное приводит к следующим выводам: 1) региональная выдержанность первичной векторной анизотропии в Галамо-Охотских выступах свидетельствует об их потенциально высокой способности к многопорядковому сдвигу в условиях сжатия; сохранность и обилие разного рода пелитоморфных и глинистых прослоев предreshают способность к трансляционному скольжению скальваемых частей; 2) в период формирования складчато-надвиговых структур вероятность возникновения ореола тектонических чешуй-отторженцев в пограничных зонах таких выступов максимальна; 3) достоверность идентификации отторгнутых и вовлеченных в меланж сколков выступов с породами самих выступов высока.

Для территории Приохотья и Среднего Приамурья такой геологический тип контрфорсов рационально назвать галамо-охотским.

ГАЛАМСКАЯ ЗОНА ТЕКТОНИЧЕСКОГО МЕЛАНЖА

а) *Состав Галамской зоны.* Как уже отмечено, Галамская зона, сложенная отложениями среднего и частично позднего палеозоя, расположена между двумя региональными древними выступами-упорами с резко различными геомеханическими свойствами (см. рис. 5): на севере—монолитный блок становид, фрагментом которого является Баладекский выступ, на юге—Галамо-Охотские выступы—типичные контрфорсы слоистого типа. Ширина зоны около 30 км, протяженность более 200 км. Установлено веерообразное строение Галамской зоны, отмеченное моноклинальным падением слоев от выступов к ее осевой части (Круглов, Роганов, 1974). Песчаники с широким развитием аркозов слагают 50—

95% разреза отложений среднего и позднего палеозоя, алевролиты—10—20% (Схема тектоники..., 1975).

Для юго-восточной части Галамской зоны стратиграфический разрез (см. рис. 2, а) девона, раннего карбона и поздней перми трактуют как согласное чередование однотипных пород: континентальных, отчасти прибрежно-морских существенно песчаниковых толщ и линзовидных или лентовидных тел, сложенных породами вулканогенно-кремнистой ассоциации—яшмоидами и основными вулканитами, сопровождаемыми карбонатными породами, железными рудами, микрокварцитами, фосфоритсодержащими брекчиями. Полагают, что даже для девонского времени мощность такого разреза превышает 15 км (Круглов, Роганов, 1974). В алевропесчаниковых толщах распространены остатки наземных растений—археоптерисовая и калямофитовая флора (девон), остатки древесины (пермь); спорадически встречаются остатки прибрежно-морской фауны—криноиды, мшанки, кораллы (девон, ранний карбон).

Тела, сложенные породами диабазово-яшмового комплекса, датируют исключительно по возрасту окружающих их алевропесчаниковых толщ; их включают или в состав соответствующей толщи девона, или выделяют в качестве самостоятельной девонской толщи (D_1^2). Вопрос о возможной чужеродности таких тел по отношению к окружающим их породам не ставится.

Особенно примечательно, что в телах известняков, участвующих совместно с яшмоидами и вулканитами в сложении крупных блоков (толща D_1^2) или же включенных в песчаниках в виде мелких разрозненных тел (толщи D_1^4 , D_1^3), систематически встречаются онколиты и катаграфии рифея—кембрия. Такие тела известняков трактуют обычно как оползневые глыбы, не касаясь при этом ни вопроса о составе выступов, откуда они могли поступить, ни вопроса об обязательном геологическом единстве глыб древних известняков с окружающими их разрозненными телами пород диабазово-яшмового комплекса.

В северо-западной части Галамской зоны, примыкающей к Баладекскому выступу, по данным С. Г. Кислякова и Д. Ф. Фомина, доминирует ассоциация вулканогенно-кремнистых пород, сопровождаемых железными рудами, микрокварцитами и фосфоритоносными брекчиями. Комплекс этих пород находится в сложной послышной перемежаемости с континентальными и прибрежно-морскими песчаниковыми толщами с большой ролью грубообломочных фаций—гравелитов и конгломератов. Песчаниковые толщи содержат органические остатки силура, нижнего девона (толщи S и D_1^4 на рис. 5) и среднего девона. В этих же песчаниковых толщах содержатся глыбы известняков с брахиоподами и водорослями ордовика и сгруппированные в протяженные горизонты глыбы и линзовидные тела известняков с археоциатами кембрия, онколитами и катаграфиями рифея; такие же глыбы местами встречаются в основных вулканитах. Мощность силурийских и нижнедевонских отложений в этой узкой (приблизительно 5—10 км) зоне оценивают в 17—20 км.

Независимо от возраста и фациальной принадлежности включающих алевропесчаниковых толщ разновидности пород вулканогенно-кремнистой ассоциации, которыми сложены и мелкие тела и крупные блоки, во всей Галамской зоне, во-первых, однотипны между собой, во-вторых, однотипны, в том числе по количественному соотношению и ассоциативным связям между разновидностями, своим аналогом рифейско-кембрийского диабазово-яшмового комплекса Галамо-Охотских выступов. С позиций стратиграфической трактовки такую однотипность, как уже указывалось, считают результатом многократного повторения диабазово-яшмового комплекса (полностью тождественного рифейско-кембрийскому) в процессе образования существенно континентальных песчаниковых толщ среднего и позднего палеозоя. С этих же позиций определяется и минерагенический профиль толщ среднего и позднего палеозоя

как многократное однотипное повторение железных и марганцевых руд, а также фосфоритсодержащих брекчий. На таких же предпосылках основана трактовка осадочных формаций Галамской зоны (Схема тектоники..., 1975).

б) *Геомеханические предпосылки возникновения меланжа.* Несмотря на интенсивную послепалеозойскую складчатость и обилие разрывных нарушений, песчаниковые толщи среднего и позднего палеозоя метаморфизованы очень слабо — не выше фаций катагенеза, частично метагенеза. Детали складчатых структур свидетельствуют, что в предскладчатый период алевропесчаниковые толщи были вообще лишь слабо литифицированы и имели высокую механическую подвижность (Круглов, Роганов, 1974).

Таким образом, к периоду формирования послепалеозойских складчато-надвиговых структур главным заполнителем Галамской зоны были толщи, обладающие в условиях сжатия высокой текучестью. Сочетание текучей деформируемой массы со слоистым контрфорсом, обладающим способностью к многопорядковому скалыванию, — главная предпосылка образования в Галамской зоне синскладчатого меланжа. Эта предпосылка позволяет утверждать, что включенные в складчатые алевропесчаниковые толщи среднего и позднего палеозоя тела вулканогенно-кремнистых пород, совместно с сопровождающей их минерализацией (железные, марганцевые руды, фосфориты), являются не стратифицированными образованиями, а тектоническими чешуями — отторженцами древних Галамо-Охотских выступов.

Рассмотрим признаки, свидетельствующие о такой природе этих тел.

в) *Признаки синскладчатого тектонического меланжа.* Для всех перечисленных тел, совершенно независимо от фациальной принадлежности и возраста окружающих их песчаниковых толщ, характерно, во-первых, отсутствие связи между размерами тел и их составом, во-вторых, тектонические контакты с окружающими их алевропесчаниковыми толщами, в-третьих — конформно-послойное их распространение в складчатых толщах.

Тела пород вулканогенно-кремнистой ассоциации имеют линзовидные, клиновидные и пластинообразные формы с вариациями размеров по длинной оси в пределах нескольких порядков — от долей метров до километров. Несмотря на такую многопорядковую вариантность размеров тел, слагающие их разновидности пород повсеместно не только однотипны, но и не обнаруживают каких-либо признаков фациальных изменений, которые зависели бы от размеров и формы тел. Контакты этих тел с окружающими породами, как правило, явно тектонические, отмеченные интенсивным расщеплением и развальцеванием, тектоническими глинами, зеркалами скольжения. Тела известняков обычно окружены брекчий с карбонатными обломками.

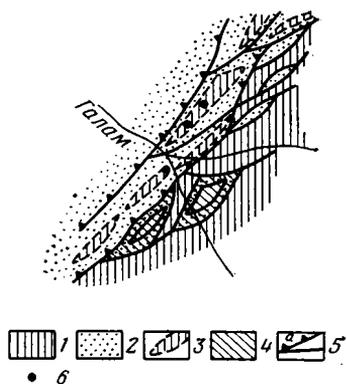
В совокупности оба эти признака, и в особенности первый, совершенно однозначно свидетельствуют, что по отношению к окружающим алевропесчаниковым толщам эти тела являются, во-первых, ксеногенными тектоническими телами, во-вторых, отторженцами — сколками более крупных блоков. Отмеченная выше полная идентичность разновидностей пород в отторженцах с породами Галамо-Охотских выступов однозначно свидетельствует, что первоисточником этих отторженцев были Галамо-Охотские выступы.

Такую идентичность иллюстрирует фрагмент контакта между песчаниковыми толщами девона и Тонум-Нимийским выступом (рис. 6). Здесь вдоль контакта с древним выступом в сложнорасчлененных толщах песчаников с остатками наземных растений девона прерывистой полосой протягиваются лентовидные и линзовидные тела вулканогенно-кремнистых пород (толща D_1^2). Контакты их с окружающими песчаниками тектонические. В породах, слагающих тела толщи D_1^2 , полностью

повторяются особенно пород Тонум-Нимийского выступа. Одинакова преобладающая серая и зеленовато-серая окраска яшмоидов, одинаковы основные вулканиты, железные руды, микрокварциты и фосфоритсодержащие седиментационные брекчии. Наибольшее количество известняков в таких телах пространственно строго соотносится именно с теми участками выступов, где известняки широко распространены. Более того, и в известняках толщи D_1^2 , и в разрозненных мелких телах известняков, содержащихся в толще D_1^3 , постоянно встречаются онколиты

Рис. 6. Зона синскладчатого тектонического меланжа в толщах среднего палеозоя вдоль Тонум-Нимийского древнего выступа; составлена по данным Д. Ф. Фомина (1972 г.)

1 — Тонум-Нимийский выступ: диабазово-яшмовый комплекс (R—E), серые яшмоиды, основные вулканиты, тонкополосчатые железные руды, известняки с онколитами, микрокварцитами; 2 — интенсивно дислоцированные толщи песчаников с обильным детритом наземных растений, мелкие тела яшмоидов, карбонатных пород (толща D_1^1 на рис. 2, а, рис. 5); 3 — тектонические чешуи (линзовидные и лентовидные тела), сложенные породами диабазово-яшмового комплекса, однотипными с породами выступа (толща D_1^2); 4 — участки тектонического перемешивания известняков с остатками R—E и песчаников с остатками наземных растений D_1 ; 5 — главные системы разрывных нарушений, в том числе взбросо-надвигового характера (а); 6 — места находок онколитов (R—E) в тектонических чешуях



и катаграфии рифея—кембрия, причем тех же видов, что и в известняках выступа.

В сущности, большего геологического подтверждения тому, что тела диабазово-яшмового комплекса, включенные в песчаниковые толщи девона, являются не стратифицированными образованиями, а отторженцами рифейско-кембрийских выступов, не требуется.

Меланжевый характер контакта проявлен регионально — от р. Селиткан до побережья Охотского моря. В меланж вовлечены также и верхнепермские континентальные толщи песчаников и грубообломочных пород, содержащих остатки наземных растений, в том числе отпечатки стволов деревьев — они также содержат блоки яшмоидов и фосфатсодержащих микрокварцитов — аналогов пород Тонум-Нимийского выступа.

Таким образом, в Галамской зоне запечатлено региональное грандиозное механическое перемешивание алевропесчаниковых толщ среднего и позднего палеозоя с чешуями-отторженцами Галамо-Охотских выступов. Встает вопрос о природе такого перемешивания: являются ли эти отторженцы результатом конседиментационных оползней, а сами толща — хаотичным олистостромовым меланжем, или же это результат упорядоченного синскладчатого тектономеханического перемешивания? Ответ на этот вопрос дает стиль укладки отторженцев в общей структуре деформированных алевропесчаниковых толщ среднего и верхнего палеозоя.

В картографических материалах Галамская зона отображается как зона линейной складчатости. Однако картина более сложна. Как полагают Е. Б. Бельтнев, в пределах этой зоны развиты не линейные складки, а серии чешуй, внутри которых породы интенсивно дислоцированы. С нашей точки зрения именно о таком виде укладки тектонических блоков свидетельствуют две особенности строения Галамской зоны: во-первых, преобладание тел линзовидной формы и, во-вторых, ограничивающие эти тела разрывные нарушения, отражающие интенсивное кон-

формно-послойное трансляционное перемещение тел. Очевидно, что Галамская зона по общему стилю тектонического строения — линзовидной форме блоков, конформности их укладки и трансляционному характеру перемещения блоков — может быть определена как многопорядковая складчато-чешуйчатая зона. Именно такое строение и послужило главным поводом для стратиграфической трактовки нахождения этих тел в складчатых толщах среднего и позднего палеозоя. Упорядоченное расположение отторженцев древних выступов означает, что и отторжение чешуй, и упорядоченная их укладка происходили в процессе сжатия, т. е. в процессе формирования складчато-чешуйчатых структур.

В связи с признаками интенсивных трансляционных перемещений блоков заслуживает внимания широкое развитие и мощное проявление в Галамской зоне специфических аргиллитов, переполненных мелким несортированным крошевом, состоящим преимущественно из обломков яшмоидов. Мощность таких прослоев и слоев, невыдержанных по латерали и вертикали, варьирует от метров до десятков и первых сотен метров. Обычно они находятся в сочетании с крупными блоками яшмоидов. Присутствие несортированного остроугольного крошева в аргиллитовом или алевролитовом субстрате позволяет решительно ставить вопрос о таких породах как о псевдостратифицированных образованиях — тектонитах, возникающих при трансляционном скольжении крупных разнородных блоков. Аналогичные породы с исключительным постоянством возникают в зонах тектонического меланжа (Белостоцкий, 1970_{1, 2}).

Признаки меланжа, аналогичного меланжу Галамской зоны, проявлены также в алевропесчаниковых толщах среднего и верхнего палеозоя, примыкающих к Тонум-Нимийскому выступу с юго-востока. Здесь же протягивается приблизительно на 100 км региональная зона специфических брекчий шириной около 10 км. Брекчий — от глыбовых до дресвянистых — состоит примерно на 90% из обломков, среди которых преобладают яшмы (40—70%), реже — песчаники, диабазы, известняки, микрокварциты, фосфоритоносные брекчий; обломки сцементированы глинистой и песчано-глинистой массой, местами превращенной в хлорито-гидрослюдистый продукт. С брекчиями сложно перемежаются, связываясь постепенными переходами, упомянутые выше аргиллитоподобные породы, переполненные крошевом из остроугольных обломков яшмоидов. Предполагают оползневое происхождение этих брекчий. Более вероятно, что брекчий в совокупности с аргиллитоподобными породами являются продуктами тектонического меланжа. В меланжевых зонах такие образования постоянны (Александров, 1978; Белостоцкий, 1970_{1, 2}). Отметим, что сочетание глыбовых брекчий с аргиллитоподобными породами характерно для всех толщ меланжа на территории Западного Приохотья.

Меланжевый характер Галамской зоны позволяет приблизительно оценить параметры первичной мощности средне- и позднепалеозойских песчаниковых толщ. По ряду геологических наблюдений предполагают, что чисто механические перемещения происходят на глубинах, не превышающих 2—3 км (Белостоцкий, 1970₁). Если близкий параметр принять для Галамской зоны, можно полагать, что общая мощность песчаниковых толщ, вовлеченных в меланж, составляла здесь не более 3—4 км.

Другим свидетельством относительно малой мощности этих толщ служит насыщенность их чешуями-отторженцами. Очевидно, что кроме крупных выступов, в Галамской зоне были многочисленны гребневидные выступы более высоких порядков; в период складчатости они послужили источником обильных тектонических чешуй. Вероятно, реликтом такого выступа является протяженная, более 150 км, узкая полоса выходов пород диабазово-яшмового комплекса с горизонтами фосфатоносных брекчий, проходящая в осевой части Галамской меланжевой зоны. Это ука-

зывает на небольшую глубину нахождения древнего фундамента и, следовательно, на относительно малую мощность самих песчаниковых толщ.

Таким образом, 1) главными геологическими элементами в строении складчато-надвиговой Галамской зоны являются не стратифицированные пачки, свиты, толщи, а многопорядковые по размеру тектонические чешуи и пакеты. Такие чешуи и пакеты конформно уложены в общую линейную складчато-чешуйчатую структуру. В настоящее время при анализе видимых мощностей определяются не первичные мощности осадочных толщ, а главным образом мощности толщ меланжа. Вопрос о суммарной мощности переслаивающихся тектонических чешуй требует специального изучения; 2) разрез средне- и позднепалеозойских отложений в Галамской зоне представлен только толщами континентальных и прибрежно-морских песчаников и алевролитов с подчиненными, но широко распространенными грубообломочными фациями. Суммарная мощность этих толщ не превышает в среднем 3—4 км (см. рис. 4). Тела вулканогенно-кремнистых пород совместно с сопровождающей их минерализацией (железные, марганцевые руды и фосфориты), участвующие в сложении складчато-чешуйчатых структур Галамской зоны, не являются образованиями среднего и позднего палеозоя. Это либо тектонические чешуи-отторженцы крупных выступов, либо реликты мелких гребневидных выступов; 3) в послекембрийское (послебайкальское) время интенсивное осадконакопление здесь началось с раннего или среднего девона. В силуре эпизодическое осадконакопление было локализовано, по предположению Ю. А. Мамонтова, в узких линейных прогибах, фиксирующих Улигданскую систему разломов вдоль Баладекского выступа.

Такие выводы важны для оценки этой территории на железные руды и фосфориты. Представление, что железные, марганцевые руды и фосфориты на этой территории входят только в ассоциацию пород древнего протерозойско-кембрийского эвгеосинклинального комплекса, было обосновано ранее Э. Л. Школьником (1971). Меланжевый характер строения Галамской зоны подтверждает эту точку зрения.

Тектонический меланж Галамской зоны можно классифицировать как меланж определенного типа. В нем цементом являются песчаниковые и алевропесчаниковые толщи среднего и позднего палеозоя, а ксеногенными чешуями-блоками — породы диабазово-яшмового комплекса рифейско-кембрийского возраста. Поскольку признаки меланжа такого типа впервые намечены для Дальнего Востока в Галамской зоне, его следует назвать меланжем галамского типа.

ЗОНЫ МЕЛАНЖА ГАЛАМСКОГО ТИПА И ДРЕВНИЕ ВЫСТУПЫ В ТОРОМ-ТУГУРСКОМ РАЙОНЕ И НА ШАНТАРСКИХ ОСТРОВАХ

Геомеханической предпосылкой для постановки и решения задачи о синскладчатом меланже в Галамской зоне послужило присутствие в ней древних выступов, обладающих свойствами контрфорсов слоистого типа. Но задача может быть и обратной. Там, где такого рода выступы или слабо проявлены на поверхности, или по каким-либо причинам не могут быть распознаны при картировании, наличие толщ с признаками меланжа прямо свидетельствует об их присутствии и дает возможность заметить их контуры. Примером может служить территория Тором-Тугурского междуречья совместно с Шантарскими о-вами (см. рис. 3).

Эта часть Приохотья, как и Галамская зона, ныне трактуется как область накопления мощных (до 20 км) геосинклинальных толщ преимущественно девонского и раннекарбонового времени. Разрез представляют как многократное чередование однотипных пород — континентальных и прибрежно-морских песчаниковых толщ, толщ глыбовых брекчий и тел, сложенных породами диабазово-яшмового комплекса (см.

рис. 2, б, в). Имеющийся уже сейчас геологический материал свидетельствует, что в составе и строении толщ этой части Прихотья запечатлены те же признаки синскладчатого меланжа, что и в Галамской зоне: 1) отсутствие связи между размером тел вулканогенно-кремнистых пород, включенных в алевропесчаниковые толщи, и их составом; тектонические контакты тел с окружающими их песчаниками; 2) однотипность между всеми разновидностями пород диабазово-яшмового комплекса, включенными в алевропесчаниковые толщи среднего и позднего палеозоя, при однотипности их с аналогичными породами древних Галамо-Охотских выступов; 3) конформная укладка этих тел в чешуйчато-складчатых структурах.

Меланж документирован палеонтологическими данными. В складчатых алевропесчаниковых толщах, содержащих флору и фауну среднего и позднего палеозоя, совместно с разрозненными телами вулканогенно-кремнистых пород систематически встречаются тела известняков с органическими остатками рифея — кембрия (см. рис. 2, б, в). Так, на мысе Внутреннем (зона мыса Внутреннего на рис. 3) в глыбовых брекчиях совместно с глыбами пестроокрашенных яшмоидов и основных вулкаников присутствуют глыбы известняков с археоциатами и трилобитами кембрия и глыбы известняков с кораллами и мшанками девона (Горохов, Караулов, 1969); в аналогичных толщах на р. Теватын (Теватынская зона на рис. 3) — глыбы известняков с кембрийскими водорослями и тела известняков с фауной девона и карбона (Караулов, 1965; Шуршалина, 1965). На о. Б. Шантар в сложнодислоцированных алевропесчаниковых толщах, содержащих флору и фауну девона, совместно с телами пород диабазово-яшмовой ассоциации с исключительным постоянством встречаются тела известняков с онколитами и катаграфиями рифея — кембрия (Караулов, 1967).

Если остатки представленные археоциатами и трилобитами, тела известняков трактуют обычно как оползневые глыбы, если же онколитами или катаграфиями или водорослями, то ставится вопрос о недостоверности датировок по этим остаткам (Караулов, 1967, 1969). Возраст же тел, сложенных «немыми» вулканогенно-кремнистыми породами, во всех случаях датируют по возрасту окружающих их алевропесчаниковых толщ.

Сонахождение в складчатых алевропесчаниковых толщах среднего и позднего палеозоя тел известняков рифея — кембрия и тел; сложенных породами диабазово-яшмового комплекса, однозначно свидетельствует, во-первых, о ксеногенном нахождении этой совокупности тел, во-вторых, о том, что все эти тела могут иметь только один первоисточник — древние выступы галамо-охотского типа.

Таким образом, 1) толщи, объединяемые в Гором-Тугурском между речью в свиты мыса Внутреннего, линдгольмскую и корельскую (см. рис. 2, б), а на Шантарских островах — в свиты мыса Горбатого, боковиновскую, большемокойскую (см. рис. 2, в), являются не стратифицированными образованиями, а толщами синскладчатого меланжа галамского типа; 2) толщи, существенно сложенные породами диабазово-яшмового комплекса в сочетании с кристаллическими сланцами (ламская и малошантарская свиты, свиты мыса Радужного, мыса Топазного, озерная, омокойская, феклистовская, анаурская), не являются частью стратиграфического разреза среднего и позднего палеозоя, как это трактуется ныне. Эти толщи древние, досреднепалеозойские. Блоки, сложенные этими толщами, являются либо ядрами древних выступов, либо их краевыми частями, сильно нарушенными сколами и трансляционными перемещениями чешуй, либо некрупными останцами выступов, возможно испытавшими перемещение.

Очень приближенно, с учетом простираания складчатых структур, могут быть намечены следующие региональные зоны меланжа: Теватынская, Ассин-Муниканская, фрагментарно — Конинская, мыса Внутренне-

го, Уйконская, Омокойская. Из обрамляемых ими древних выступов четко проявлен Бюконский и фрагментарно—Тугурский, Шантарский и др. (см. рис. 3). По вещественному составу и стилю сложения зоны однотипны между собой и однотипны Галамской зоне меланжа.

В Теватынской зоне меланжа контакт между песчаниковыми толщами среднего и позднего палеозоя и раннего мезозоя (Т₃, J₁) Торомского прогиба отмечен мощной системой надвигов (Схема тектоники..., 1975). По-видимому, толщи раннего мезозоя также вовлечены в меланж. В пределах Ассины-Муниканской зоны меланжа проходит граница между континентальными толщами ранней юры (Нимеленский прогиб) и девона. На современных геологических картах граница между ними проведена условно и в самом отображении ее уже зафиксировано существование складчатого меланжа: граница имеет вид зоны, в которой перемежаются многопорядковые по размеру чешуи пород с той или иной степенью достоверности, относимые либо к девону, либо к ранней юре. В системе Шантарских островов признаки меланжа наиболее четко проявлены в толщах, относимых к «свитам» большеомокойской и боковиковской, частично — к «свите» мыса Горбатого. Приблизительно в их контурах и намечена Омокойская зона меланжа.

По соотношению с отложениями поздней юры Торомского наложенного прогиба время формирования чешуйчато-складчатых меланжевых толщ — предверхнеюрское.

В грубоприближенных контурах намечены древние выступы (см. рис. 3). Бюконский выступ имеет овальную форму и протяженность около 70 км. В долине р. Муникан, где выступ выведен на поверхность, он сложен породами диабазово-яшмового комплекса и толщами метаморфических сланцев. По степени метаморфизма и по первичному исходному составу (широкое развитие глинистых и углистых сланцев) метаморфические толщи резко контрастны окружающим песчаниковым толщам среднего — позднего палеозоя (Красный, 1960; Красный, Ганешин, 1951). Ранее эту ассоциацию яшмоидов и метаморфических сланцев относили к наиболее древнему комплексу — предположительно силурийскому (Красный, Ганешин, 1951), а затем к синийскому (Красный, 1960). В. А. Шуршалина (1965) также считала породы этого блока наиболее древними в данном районе — основанием разреза среднего палеозоя (муниканская свита, средний девон). По мнению Е. Б. Бельтенева, правобережье р. Муникан сложено толщами нижнего кембрия. В настоящее время толщи, слагающие территорию Бюконского выступа, считают верхней частью палеозоя и относят к раннему карбону. Соответственно эту часть территории ныне представляют уже не в виде древнего выступа, а наоборот, как часть геосинклинали, где мощность среднего палеозоя достигала максимума (Караулов, 1969; Схема тектоники..., 1975).

Обрамление Бюконского блока зонами синскладчатого меланжа и присутствие в этом меланже ксеногенных чешуй, сложенных тем же комплексом пород, что и в Бюконском блоке, свидетельствует, что в период послепалеозойской складчатости этот блок представлял собой крупный выступ — контрфорс слоистого типа. Выступ определил ориентировку облекающих его складчатых толщ среднего и позднего палеозоя и был первоисточником тектонических чешуй, отторгаемых от него в период складчатости. Присутствие в Теватынской зоне меланжа тектонических чешуй, сложенных известняками раннего кембрия, однозначно свидетельствует о том, что ассоциация вулканогенно-кремнистых пород, слагающих основу Бюконского выступа, является аналогом рифейско-кембрийских толщ, слагающих древние Галамо-Охотские выступы.

Омокойская зона меланжа на Шантарских островах позволяет отметить два выступа — Феклистовский и Шантарский. Оба выступа в основе своей сложены породами диабазово-яшмового комплекса с проявлениями марганцевого сруденения, фосфоритоносными брекчиями и мик-

рокварцитами. Сонахождение в Омокойской зоне меланжа рифейско-кембрийских известняков совместно с телами пород вулканогенно-кремнистой ассоциации, при полной идентичности последних с породами намеченных выступов, свидетельствует о рифейско-кембрийском возрасте толщ, слагающих эти выступы, а значит, и о рифейско-кембрийском возрасте толщ, объединяемых в свиты мыса Радужного, феклистовскую, мысов Горбатого и Топазного и озерную. По-видимому, первые три толщи слагают ядра древних выступов, толщи же, относимые к свитам мыса Топазного и озерной,— краевые их части, наиболее сильно затронутые скальванием Э. И. Школьником (1971) уже было обосновано представление о древнем, докембрийско-кембрийском возрасте толщ диабазово-яшмового комплекса Шантарских о-вов; предположение о докембрийском — раннекембрийском возрасте свит мыса Радужного, озерной и мыса Топазного было высказано Е. Б. Бельтеневым.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Учет геомеханических особенностей древних Галамо-Охотских выступов — потенциальных контрфорсов слоистого типа — позволил впервые для Дальнего Востока предсказать и обосновать существование региональных зон синскладчатого тектонического меланжа как фаций чешуячато-складчатых структур. Это дало основание к радикальному пересмотру существующих ныне представлений об эвгеосинклинальном типе и больших мощностях стратиграфического разреза среднего и позднего палеозоя на Удско-Тугуро-Шантарской территории Прихотья и соответственно представлений о самой региональной структуре. Суть новой трактовки изложена во введении. Повторим лишь заключительный вывод, что эта территория Прихотья после байкальской складчатости представляет собой в среднем и позднем палеозое структуру не с тенденцией устойчивого погружения, а структуру с очень стабильным ритмом воздымания, т. е. представляет в сущности массив. Для этого массива предложено название Галамо-Шантарский (см. рис. 3). В палеотектоническом плане Галамо-Шантарский массив состоит из многочисленных и многопорядковых по размеру овальных, куполовидных и гребневидных поднятий, разделенных прогибами, в которых в среднем и ограничено в позднем палеозое происходило накопление главным образом континентальных и отчасти прибрежно-морских существенно песчанниковых толщ. Суммарная мощность стратиграфического разреза этих толщ не превышает 4000 м. Рудная минерализация в связи с толщами среднего и позднего палеозоя отсутствует; проявления Fe, Mn, P, обнаруживаемые в этих толщах, локализованы в тектонических чешуях, сложенных породами рифейско-кембрийского диабазово-яшмового комплекса (рис. 5).

Анализ геологического материала с учетом геомеханических факторов свидетельствует о широком развитии меланжа, близкого галамскому типу, также и на территории Среднего и Нижнего Приамурья. Установлены признаки меланжа, документированные палеонтологически (Беляев, 1978). Это свидетельствует о несравненно более широком, чем представляется ныне, распространении здесь выступов древнего фундамента — или выведенных на поверхность, но трудно распознаваемых, или частично скрытых поздними отложениями. Выявление таких выступов может радикально изменить существующие ныне палеотектонические и тектонические построения и, следовательно, существенно повлиять на основы металлогенического районирования этой рудоносной территории.

Литература

- Александров А. А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М., «Наука», 1978.
- Белостоцкий И. И.* Тектонические покровы.— В кн. «Очерки структурной геологии сложноподстилаемых толщ». М., «Недра», 1970₁.
- Белостоцкий И. И.* Зоны меланжа и хаотических структур.— В кн. «Очерки структурной геологии сложноподстилаемых толщ». М., «Недра», 1970₂.
- Беляев С. Ю.* Олисторомы в хабаровской свите Сихотэ-Алиня.— Геол. и геофизика, 1978, № 3.
- Беляева Г. В.* Биостратиграфия и археоцитаты нижнего кембрия севера Хабаровского края. Автореф. канд. дис. Ин-т геол. и геофизики СО АН СССР, Новосибирск, 1970.
- Горохов С. И., Караулов В. Б.* К стратиграфии палеозойских отложений Тугурского полуострова и смежных районов Западного Приохотья.— В кн. «Сб. статей по геологии и гидрогеологии», вып. 7. М., «Недра», 1969.
- Ицкисон Г. В.* Тектоно-геохимические типы рудопитающих метаморфогенных систем.— В кн. «Проблемы региональной металлогении». Л., Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 191, 1973.
- Караулов В. Б.* К вопросу о стратиграфии палеозойских отложений Западного Приохотья.— В кн. «Сб. статей по геологии и гидрогеологии». М., «Недра», вып. 5, 1965.
- Караулов В. Б.* О нахождении древнейших ожолитов и катаграфий в палеозое Шантарских островов.— Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 5.
- Караулов В. Б.* Стратиграфия палеозойских отложений Шантарских островов.— В кн. «Сб. статей по геол. и гидрогеологии». М., «Недра», вып. 7, 1969.
- Круглов В. А., Роганов Г. В.* Мелкая складчатость в палеозое Галамского синклинали (Западное Приохотье).— В кн. «Структурный анализ дислокаций». Хабаровск, 1974.
- Красный Л. И.* Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 34. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Красный Л. И., Ганешин Г. С.* Геология, геоморфология, полезные ископаемые Тором-Тугурского района Западного Приохотья.— Тр. ВСЕГЕИ, М., Госгеолтехиздат, 1951.
- Объяснительная записка к структурно-формационной карте северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса м-ба 1:1 500 000 (ред. Л. И. Красный, Д. А. Кириков, В. В. Русс). Л., 1973.
- Схема тектоники восточной части Монголо-Охотской системы. *Зимин С. Г., Мамонтов Ю. А., Парфенов Л. М., Попеко Л. И., Попеко В. А., Роганов Г. В., Турбин М. Т.*— В кн. «Принципы тектонического районирования». Владивосток, 1975.
- Шехоркина А. Ф.* Формации и рудоносность нижнего кембрия хребта Джагды. М., «Наука», 1976.
- Школьник Э. Л.* Состав, некоторые закономерности размещения и условия образования железных, марганцевых руд и фосфоритов Удско-Шантарского района. Автореф. канд. дис., ДВНЦ АН СССР, Хабаровск, 1971.
- Шуриалина В. А.* Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений Тором-Тугурского междуречья Западного Приохотья.— В кн. «Сб. статей по геол. и гидрогеологии», вып. 5. М., «Недра», 1965.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Статья поступила
20 февраля 1979 г.

УДК 551.243.4 (571.66)

М. Н. ШАПИРО

**НАДВИГ ГРЕЧИШКИНА
НА ПОБЕРЕЖЬЕ КАМЧАТСКОГО ЗАЛИВА**

Описано строение зоны надвига Гречишкина — крупного разрывного нарушения, по которому меловые толщи хр. Кумроч надвинуты на миоценовые отложения тюшевской серии, слагающие восточные отроги этого хребта. Эти миоценовые отложения содержат обломки пород, снесенных с востока, со стороны океана, и сопоставимы с породами восточного борта Тюшевского миоценового прогиба в Кроноцком районе. Предполагается, что в районе Камчатского залива западный борт этого прогиба перекрыт по надвигу Гречишкина, горизонтальная амплитуда которого достигает здесь 15—20 км.

В 1935 г. Л. А. Гречишкиным на восточном побережье Камчатки был описан крупный разрыв, протягивающийся от поселка Усть-Камчатска к Кроноцкому перешейку (рис. 1). Предполагалось, что по этому разрыву, известному теперь как надвиг Гречишкина, более древние третичные толщи богачевской серии надвинуты на более молодые образования тюшевской серии. Более поздними работами в Кроноцком районе существование надвига было подтверждено и было показано, что здесь он разделяет две разновозрастные, но различные по строению структурно-фациальные зоны Тюшевского прогиба; Богачевскую, чешуйчато-складчатую и Ольгинскую, где интенсивность складчатых дислокаций существенно меньше и где складки по направлению к востоку постепенно затухают (Плешаков, Несвит, 1958; Белова и др., 1961; Арсанов, 1978; Шапиро, 1976). По сути дела надвиг Гречишкина в Кроноцком районе является наиболее восточным из системы сопряженных чешуйчатых надвигов Богачевской зоны. Амплитуда горизонтального перемещения этой передовой чешуи по данным геологического картирования достигает как минимум первых километров. Кроме того, на геологических картах хорошо видно, что в северной части Кроноцкого перешейка линия надвига отклоняется к востоку, где он срезает подходящие к нему с юга складки Ольгинской зоны. Здесь его амплитуда может возрастать.

Севернее, на побережье Камчатского залива и к западу от Усть-Камчатска, надвигом Гречишкина называется крупный разрыв, отделяющий сложно дислоцированные, лишенные макрофауны толщи хр. Кумроч от полого залегающих, охарактеризованных моллюсками олигоценых и нижнемиоценовых толщ, выходящих на мысе Красном, в устье р. Третьей (пос. Шубертово), на мысе Крюгера, в бассейнах рек Угольная и Горбуша, в Малых Щеках р. Камчатки и севернее, у восточного подножия хр. Кумроч (ручей Путаный)¹. Разрывная природа этой линии не является общепризнанной. М. Ф. Двали (1936, 1955), а вслед за ним Н. А. Храмов и Ю. С. Салин (1966) считали эту границу нормальным стратиграфическим контактом миоценовой тюшевской серии (усть-кам-

¹ Поэтому параллелизация этого разрыва с надвигом Гречишкина Кроноцкого района, возможно, не вполне корректна. Более правильно сравнивать его с разрывами, ограничивающими Тюшевский прогиб с северо-запада.

чатской — по терминологии Н. А. Храмова и Ю. С. Салина) и залегающих выше немых толщ хр. Кумроч. В пользу этой точки зрения высказывались прежде всего структурные соображения о параллельности поверхности контакта напластованию в выше- и нижележащих породах.

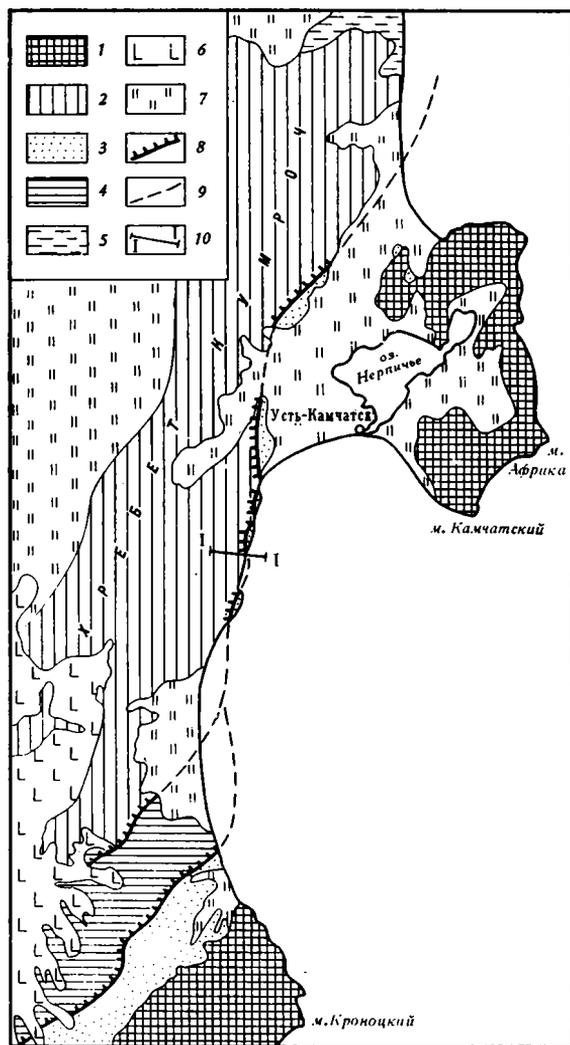


Рис. 1. Схема геологического строения района Камчатского залива

1, 2 — меловые и нижнепалеогеновые образования зоны восточных полуостровов (1) и Восточно-Камчатского антиклинория (2), 3—5 — олигоцен-миоценовые отложения восточного борта Тюшевского прогиба (3), западного борта Тюшевского прогиба (4) и северной части Восточно-Камчатского антиклинория (5), 6 — плиоцен-четвертичные эффузивы Восточно-Камчатского вулканического пояса, 7 — рыхлые плиоцен-четвертичные отложения, 8 — надвиги, 9 — предполагаемые надвиги, 10 — линия профиля (рис. 4)

М. Ф. Двали сопоставлял немые толщ хр. Кумроч с богачевской серией Кроноцкого района, которая по его представлениям залегает там выше тюшевской. Отсутствие палеонтологической датировки пород хр. Кумроч и вообще древних толщ восточных хребтов не позволяло однозначно решить этот вопрос. В настоящее время возраст ряда толщ восточных

хребтов определяется как меловой на основе находок обломков раковин иноцерамов. Однако толщи, распространенные на востоке хр. Кумроч (ветловская свита), все еще лишены макропалеонтологической характеристики, и хотя определения фораминифер (Петров и др., 1966; Марков и др., 1969) указывают на значительно более древний возраст ветловской свиты по сравнению с тюшевской серией, в литературе еще встречаются сомнения в существовании надвига Гречишкина (Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки, 1974). В связи с этим приобретают интерес наблюдения, сделанные во время полевых работ на мысе Красном и к югу от устья р. Третьей на побережье Камчатского залива.

НАДВИГ ГРЕЧИШКИНА НА МЫСЕ КРАСНОМ

Мыс Красный расположен в 45 км к югу от Усть-Камчатска, непосредственно южнее устья р. Пятой. Его геологическое строение хорошо видно в крутых скальных обрывах высотой от 50 до 150 м. Выступающий в море мыс сложен песчаниками, алевролитами и конгломератами

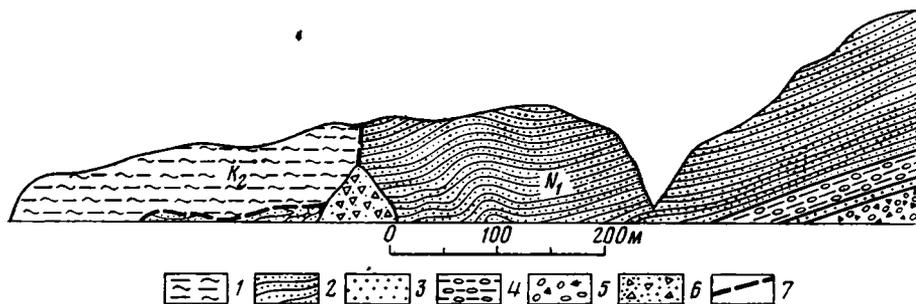


Рис. 2. Строение берегового обрыва к югу от мыса Красный

1 — ветловская свита, кремнистые аргиллиты, 2—5 — тюшевская серия: песчаный флиш (2), грубозернистые песчаники (3), алевролиты с обломками (4), конгломерато-брекчии (5), 6 — осыпь, 7 — разрывные нарушения

тюшевской серии нижнего миоцена, содержащими обильную фауну моллюсков (Гречишкин, 1937; Двали, 1955; Храмов, Салин, 1966). К северу и югу от мыса породы тюшевской серии граничат с кремнистыми аргиллитами ветловской свиты, резко отличающимися от тюшевских пород отсутствием четкой слоистости, интенсивной общей трещиноватостью, отсутствием мелкой рассеянной полированной гальки и гравия, характерных для алевролитов тюшевской серии, и по ряду других признаков. К северу от мыса граница этих толщ проходит по вертикальному разрыву северо-северо-восточного простирания. Ветловская свита, тюшевская серия и разделяющий их разрыв перекрыты здесь шлаками и базальтами небольшого четвертичного вулкана.

К югу от мыса Красного граница тюшевских и ветловских пород выглядит несколько иначе (рис. 2). Тюшевская серия образует здесь пологую моноклиналь, наклоненную на юг и осложненную плавными пологими изгибами слоев. Наиболее низкие части видимого берегового разреза серии недоступны непосредственному наблюдению из-за непропуска, южнее которого выходят снизу вверх.

1. Конгломерато-брекчии, состоящие из несортированных окатанных и угловатых обломков в песчано-алевролитовом цементе. Среди неокатанных обломков, достигающих 10—15 см, преобладают песчаники, аналогичные тем, что залегают выше по разрезу, а в окатанных наряду с этими песчаниками и обломками известковых стяжений много эффузивов: базальтов, андезитов, дацитов и липаритов, а также кремнистых

пород. В виде единичных обломков присутствуют габброиды, гранитоиды и жильный кварц. Наблюдается неясная грубая слоистость. Мощность 25 м.

2. Тонкослоистые крупно- и грубозернистые песчаники с обильным растительным детритом. Мощность 0,7 м.

3. Песчанистые алевролиты с многочисленными неокатанными и окатанными обломками. Слой близок по составу и строению к слою 1, но отличается преобладанием цемента над обломками и более четкой слоистостью за счет линз конгломерато-брекчий и прослоев песчаников. Мощность 15 м.

4. Песчанистый флишоид с многочисленными прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов в нижней части. Мощности прослоев аргиллитов во флише постепенно уменьшаются от 10—30 см в нижней части до 1—2 см в верхней. Видимая мощность 80 м.

По всей описанной толще, особенно в ее грубообломочных горизонтах содержатся растительный и раковинный детрит, раковины моллюсков, а иногда и обломки бурого угля размером до 5—6 см.

В 500 м к югу от непропуска в верхней части обрыва виден вертикальный разрыв, по которому описанные выше тюшевские породы приведены в соприкосновение с обнаженными южнее породами ветловской свиты. Внизу этот контакт закрыт осыпью. К югу от осыпи основание обрыва по-прежнему сложено песчанистым флишоидом тюшевской серии, однако выше тюшевские породы перекрыты сильно дробленными и ожелезненными по трещинам кремнистыми аргиллитами ветловской свиты, слагающими всю верхнюю часть обрыва. В нем они выглядят массивными, на свалившихся с обрыва крупных глыбах видны мелкие изоклинные складки. Сама линия контакта неровная: плавно изгибаясь, она то погружается под уровень пляжа, то поднимается над ним на 2—3 м, а в 200 м южнее осыпи погружается окончательно. Почти по всей плоскости контакта развиты тонкие (1—2 см) пропластки синих глин, обогащенных пиритом. Глины служат водоупором и почти вдоль всего контакта высачиваются грунтовые воды. Породы тюшевской серии вблизи контакта практически не раздроблены (хотя и более трещиноваты, чем в северной части обрыва) и их простираение в целом совпадает с простираением контакта. Однако более детальные наблюдения показывают, что песчаники смяты здесь в мелкие лежащие изоклинные складки и местами непосредственно к контакту прилегают слои с опрокинутым залеганием, что устанавливается по градационной слоистости. Такие соотношения доказывают тектонический характер границы между тюшевской серией и ветловской свитой и существование здесь пологого разрывного нарушения.

НАДВИГ ГРЕЧИШКИНА К ЮГУ ОТ УСТЬЯ р. ТРЕТЬЕЙ

В 30 км севернее мыса Красного, к югу от устья р. Третьей контакт между тюшевской серией и ветловской свитой выглядит следующим образом (рис. 3). На протяжении первых 600 м от устья береговые обрывы на всю их высоту (от 30 до 80—90 м) сложены очень полого залегающими флишоидными отложениями тюшевской серии, сходными с отложениями, развитыми на мысе Красном, но с большей долей алевролитов и аргиллитов и без грубообломочных горизонтов. Они наклонены на запад и северо-запад под углами от 1—2° в северной части обрыва до 35° в южной части. Далее к югу вначале верхняя часть обрыва, а затем и его нижняя слагаются милонитами: пластичными, синими в невыветреном состоянии глинами, в обрыве которых часто видны реликты их первичной брекчиевидной обломочной структуры. Вся зона видимой мощностью до 150 м имеет стратифицированное строение с наклоном на запад, в склон, под углом около 45°. «Слой» мощностью от первых метров до

первых десятков метров различаются по степени переработки обломков исходных пород, часть которых сохраняет реликты первичной структуры. В нижней части зоны в обломках преобладают песчаники тюшевской серии. По тектоническим глинам развиваются крупные оползньо-оплывины, что затрудняет наблюдение над внутренним строением зоны разрыва. В 300 м южнее полоса тектонических глин нарушена поперечной к берегу субвертикальным разрывом, к югу от которого они сохраняются только в верхней части обрыва, в то время как нижняя его часть слагается туфобрекчиями, гиалокластитами и подушечными лавами базальтов.

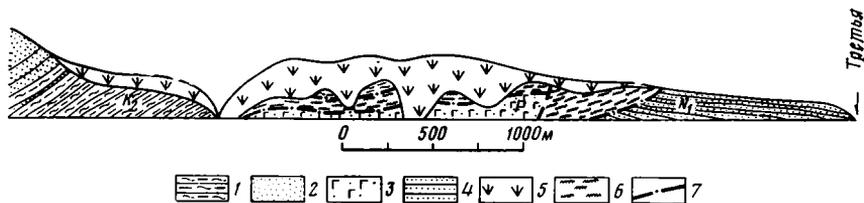


Рис. 3. Строение берегового обрыва к югу от устья р. Третьей

1, 2 — ветловская свита: кремнистые аргиллиты (1), песчаники (2), 3 — козловская (?) свита, туфобрекчии, подушечные лавы, 4 — тюшевская серия, песчанистый флиш, 5 — закрытый склон, 6 — милониты, 7 — разрывные нарушения

зальтов. Изредка встречаются глубослоистые псефитовые туфы. В целом для этих пород характерен пологий наклон на запад-юго-запад, но надежного определения кровки и подошвы в них сделать не удалось. По положению подушек в базальтах можно предположить, что они имеют опрокинутое залегание. Тектонические глины, слагающие обрыв выше базальтовой толщи, обнажены плохо, но в составе содержащихся в них обломков здесь преобладают кремнистые породы ветловской свиты. Мощность этих глин к югу быстро снижается и верхняя часть склона в 2 км к югу от устья р. Третьей сложена сильно дроблеными, но не подвергавшимися сильной переработке кремнистыми аргиллитами ветловской свиты. В 3 км к югу от устья зона тектонических глин срезается береговой линией, и южнее берег сложен только породами ветловской свиты, среди которых в районе кекура Палец залегает мощный пласт песчаников с нормальным запад-юго-западным падением.

И в этом случае тектонический характер пород ветловской свиты и тюшевской серии не вызывает сомнений. Главными его отличиями от контакта на мысе Красном являются наличие мощной зоны дробления и милонитизации и появление в зоне надвига блока базальтовых пород. Аналогичные породы, залегающие в виде узких тектонических клиньев между ветловской и тюшевской сериями, отмечались и севернее, в бассейне р. Горбуша, А. С. Арсановым и М. Н. Шапиро в 1966 г. Возраст их точно не установлен, но литологически они наиболее близки к палеогеновым породам козловской свиты, подстилающей тюшевскую серию на Кроноцком полуострове, и к аналогичным породам верхов палеогеновой столбовской серии на п-ове Камчатского мыса (баклановская свита).

АМПЛИТУДА ПЕРЕМЕЩЕНИЙ ПО НАДВИГУ ГРЕЧИШКИНА

Оценить амплитуду надвига на побережье Камчатского залива прямыми картировочными методами невозможно — слишком незначительны по площади выходы тюшевской серии к востоку от него. Однако это можно сделать исходя из сравнения развитых здесь тюшевских отложений с аналогичными образованиями Кроноцкого района. Как известно, там Тюшевский прогиб имеет асимметричное строение и его борта резко

отличаются как по структуре, так и по строению выполняющих его формаций. В частности, олигоцен-миоценовые отложения его западного борта представлены более глубоководными фациями по сравнению с отложениями восточного борта. Отличаются они и по составу обломочного материала. Если на западном борту прогиба в составе обломков преобладают породы Восточного хребта: кремни, туфы, спилиты, то на восточном борту резко преобладают пироксен-плагиоклазовые базальты, источником которых являются палеогеновые толщи Кроноцкого полуострова. Наряду с ними в составе обломков здесь отмечаются кислые эффузивы, аспидные сланцы, амфиболиты и другие породы, не обнаженные ныне ни на Кроноцком полуострове, ни к западу от Тюшевского прогиба. Учитывая общую палеогеографическую обстановку, необходимо прийти к выводу, что источник этого материала располагался к востоку от современной береговой линии (Арсанов, 1973; Шапиро, 1976).

В свете этих данных состав грубообломочных пород тюшевской серии на мысе Красном приобретает особый интерес. Несмотря на то что выходы миоценовых пород располагаются здесь в непосредственном контакте с ветловской свитой, в них практически отсутствуют крупные обломки специфических для этой свиты пород: кремнистых аргиллитов, зеленатых глинистых кремней, ярких яшм и известняков, полимиктовых песчаников, в составе которых преобладают андезиты, кремни и аргиллиты. Если исключить явно местные миоценовые песчаники и конкреции (часто содержащие фауну), то основная часть крупных обломков сложена пироксен-плагиоклазовыми базальтами, аналогичными палеогеновым базальтам восточных полуостровов. Кроме них здесь отмечены габброиды, мелкозернистые граниты, андезиты, дациты и особенно обильные липарито-дациты и липариты с крупными вкрапленниками кварца. Во вкрапленниках липаритов наряду с кварцем постоянно присутствует плагиоклаз и в подчиненном количестве роговая обманка или биотит, в большинстве случаев хлоритизированные. Основная масса либо сложена мелкозернистым аллотриомофным агрегатом кварца и полевого шпата, либо имеет сферолитовую структуру. Часто отмечается макро- и микробрекчиевая текстура. В единичных гальках отмечены туфы и туфолавы с игнимбритовой текстурой. Подобные породы, а также граниты со значительным количеством калиевого полевого шпата в хр. Кумроч отсутствуют. На п-ове Камчатский мыс в нижней части палеогенового разреза описаны плагиолипариты (устное сообщение В. А. Селиверстова), но более всего липариты из обломков напоминают палеогеновые липариты о. Медного (Mogozewicz, 1925; Казакова и др. 1976). Такой состав обломочного материала в тюшевской серии на мысе Красном исключает возможность ее формирования за счет размыта Восточного хребта и еще раз доказывает существование в миоценовое время источника сноса (суши) к востоку от современной береговой линии Камчатки. Вместе с тем это говорит о том, что миоценовые толщи, развитые на побережье Камчатского залива, принадлежат не к западному, а к восточному борту Тюшевского прогиба. Косвенным подтверждением такого вывода является относительно простая тектоническая структура и очень пологое залегание тюшевской серии на обоих участках, что резко отличает их от крутых изоклинальных складок Богачевской зоны Тюшевского прогиба. Общий фациальный облик толщ с обилием грубообломочных горизонтов, фауны моллюсков и крупных обломков угля также близок к миоценовым отложениям восточного борта Тюшевского прогиба в Кроноцком районе. Наконец, становится понятной приуроченность к надвику блоков пород, близких по составу к палеогеновым отложениям восточных полуостровов. Все это указывает на то, что по надвику Гречишкина ветловская свита хр. Кумроч надвинута на восточный борт Тюшевского прогиба.

Такие соотношения могли возникнуть в двух случаях. Во-первых, если хребет Кумроч первоначально был перекрыт третичными толщами западного борта Тюшевского прогиба, которые впоследствии были полностью размыты. В этом случае надвиг Гречишкина на побережье Камчатского залива должен рассматриваться прежде всего как крутой взброс, а его пологие участки должны быть локальными и приповерхностными. С другой стороны, такие же соотношения могли здесь возникнуть, если западный борт Тюшевского прогиба перекрыт толщами хр. Кумроч по пологому надвигу (рис. 4).

Судя по Кроноцкому району (Шапиро, 1976), олигоцен-миоценовые отложения западного борта Тюшевского прогиба представлены тюшев-

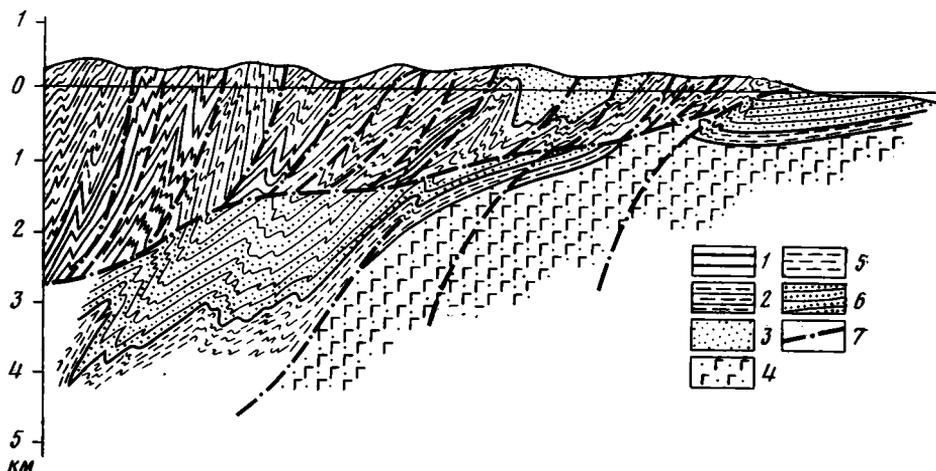


Рис. 4. Гипотетический разрез восточного склона хр. Кумроч на побережье Камчатского залива

1—3 меловые отложения: нижняя (1), средняя (2) и верхняя (3) подсвиты ветловской свиты, 4 — палеоцен-эоценовые образования — кроноцкая серия, 5 — олигоценные отложения: чажминская и раkitинская свиты, 6 — олигоцен-миоценовые отложения: тюшевская серия, 7 — разрывные нарушения

ской серией — преимущественно флишевыми толщами, образующими непрерывный разрез мощностью свыше 2000 м. Нижняя часть олигоцена представлена чажминской свитой — кремнистыми и туфогенными аргиллитами, мощность которых также превышает 2000 м. Чажминская свита подстилается тундровской — терригенными толщами мощностью до 4 км, относящимися, вероятно, к верхам эоцена. В хр. Кумроч, где все эти свиты отсутствуют, дислоцированные доолигоценные толщи перекрыты лежащими горизонтально осадочно-вулканогенными образованиями верхнего плиоцена (тумрокский комплекс). Следовательно, если эоцен-миоценовый разрез западного борта Тюшевского прогиба мощностью до 8 км перекрывал хр. Кумроч, то он был полностью размыт в течение позднего миоцена и раннего плиоцена. У нас нет никаких свидетельств поднятий столь значительной амплитуды и доказательств столь глубокой предплиоценовой денудации. Во всех других районах Камчатки, где накапливались миоценовые толщи даже значительно меньшей мощности, эти толщи в той или иной степени сохранились в современном срезе. Сохраняются они и непосредственно к северу от хр. Кумроч (мыс Тупой), но здесь они резко отличаются от разрезов Тюшевского прогиба и близки к разрезам п-ова Озерного и о. Карагинского, принадлежащим к более западной фациальной зоне — Центрально-Камчатскому прогибу (Геология СССР, т. XXXI, 1964). Это не позволяет считать надвиг Гречишкина на побережье Камчатского залива крутым взбросом. Кроме

того, чисто вертикальными движениями по этому разрыву трудно объяснить соотношения доолигоценовых разрезов хр. Кумроч и восточных полуостровов. Эти разрезы отличаются прежде всего отсутствием в хр. Кумроч мощной вулканогенно-осадочной серии палеоцен—эоцена, широко развитой на полуостровах и в виде блоков встреченной непосредственно в зоне надвига Гречишкина. Если эта толща в хр. Кумроч размыта, то это увеличивает необходимое поднятие еще на несколько километров, а если фациально видоизменяется, то удивляет отсутствие переходных разрезов.

Некоторые из этих соотношений лучше объясняются вторым решением, согласно которому толщи хр. Кумроч перекрывают западное крыло Тюшевского прогиба по пологому надвигу, выходящему вдоль побережья Камчатского залива. В этом случае получают естественное объяснение морфология разрыва, его парагенез со сжатыми, изоклинальными, опрокинутыми на восток складками как в висячем, так и в лежащем крыле, сближение разнотипных доолигоценовых разрезов хр. Кумроч и восточных полуостровов, соотношения олигоцен-миоценовых толщ северной части хр. Кумроч и Тюшевского прогиба. Поэтому второе решение кажется нам более вероятным. В этом случае оценить амплитуду горизонтального перемещения по надвигу Гречишкина на побережье Камчатского залива можно исходя из той же аналогии с Кроноцким районом, где ширина западного борта прогиба (Богачевской структурно-фациальной зоны) достигает 15—20 км.

Этот вывод, хотя и не может считаться единственно возможным, имеет принципиальное значение для прогноза глубинного строения Восточной Камчатки и прежде всего для оценки этой территории с точки зрения поисков нефти и газа. Тюшевский прогиб известен как перспективный, хотя и геологически сложный район, где имеются естественные выходы нефти и где велись нефтепоисковые работы. В то же время естественные нефтепроявления имеются и к западу от него, на восточных склонах хребтов Гамчен и Кумроч (Белова и др., 1961; Баженова и др., 1965). Если в северной части Тюшевского прогиба его западное крыло перекрыто по надвигу Гречишкина более древними породами, то в будущем возможны поиски месторождения и под этим надвигом.

ВЫВОДЫ

1. Полевые наблюдения на побережье Камчатского залива подтверждают существование здесь надвига Гречишкина — пологого нарушения, по которому ветловская свита мелового (?) возраста надвинута на миоценовую тюшевскую серию, слагающую несколько небольших мысов.
2. Состав обломочного материала в породах тюшевской серии указывает на их близость к разрезам восточного борта Тюшевского прогиба в Кроноцком районе.
3. Наиболее вероятное объяснение этих соотношений — перекрытие западного борта Тюшевского прогиба надвигом Гречишкина, горизонтальная амплитуда которого на побережье Камчатского залива может достигать 15—20 км. Этот вывод имеет значение для ориентировки нефтепоисковых работ на Восточной Камчатке.

Литература

- Арсанов А. С. Палеогеография Восточной Камчатки в миоцене.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 78, № 3.
- Арсанов А. С. Опыт естественного стратиграфического расчленения разреза олигоцен-миоценовых отложений Кроноцкого района Восточной Камчатки.— В сб.: Проблемы стратиграфии и исторической геологии. Изд-во МГУ, 1978.
- Баженова О. К., Ковалев В. М., Хотин М. Ю. Естественное проявление нефти в хребте Кумроч.— Вopr. географии Камчатки, вып. 1. Петропавловск-на-Камчатке, 1965.

- Белова М. Б., Васильев В. Г., Власов Г. М., Грязнов В. П., Дробкин И. Е., Жегалов Ю. В., Карбивничий И. Н., Кленов Е. П., Крылов В. В., Титов В. И. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск. «Наука», 1974.
- Геология СССР, т. XXXI, ч. 1. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., «Недра», 1964.
- Гречишкин Л. А. Геологические исследования восточного берега полуострова Камчатки (р. Андриановка — р. Камчатка).— Тр. Нефт. геол. разв. ин-та, сер. А, вып. 77, 1937.
- Двали М. Ф. К познанию геологического строения восточного побережья полуострова Камчатки (р. Камчатка — р. Карага).— Тр. Нефт. геол. разв. ин-та, сер. А, вып. 82, 1936.
- Двали М. Ф. Геологическое строение и нефтеносность Восточной Камчатки.— Тр. ВНИГРИ, спец. сер., вып. 16, 1955.
- Казакова Э. Н., Сергеева В. Б., Сергеев К. Ф., Стрельцов М. И. Риолиты острова Медного (Командорские острова).— Геол. и геофизика, 1976, № 1.
- Марков М. С., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Долматов Б. К. О характере сочленения Алеутской дуги со структурами восточных хребтов Камчатки.— Геотектоника, 1969, № 5.
- Петров В. С., Цикунов А. Г., Пронин А. А. Стратиграфия отложений вулканогенно-кремнистой итерригенной формаций Валагинского хребта.— В сб.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., «Наука», 1966.
- Плешаков И. Б., Несвит Д. С. Новые данные по геологии и нефтегазоносности Кроноцкого района восточного побережья Камчатки.— В сб.: Геология и геохимия, № 2, (8). Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Храмов Н. А., Салин Ю. С. Некоторые вопросы стратиграфии Восточной Камчатки.— В сб.: Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки. М., «Наука», 1966.
- Шапиро М. Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М., «Наука», 1976.
- Morozewicz I. Komandory. Studium geographiczno-pszvrodnicze. Warszawa, 1925.

Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта АН СССР

Статья поступила
9 июля 1979 г.

УДК 551.242.3(571.66)

А. А. АЛЕКСАНДРОВ, Н. А. БОГДАНОВ, С. А. ПАЛАНДЖЯН,
В. Д. ЧЕХОВИЧ

О ТЕКТОНИКЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОЛЮТОРСКОЙ ЗОНЫ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

Рассмотрено строение офиолитовых покровов в северной части Олюторской зоны Корякского нагорья; особое внимание обращено на строение разрезов офиолитов и их положение в структуре региона. Описаны морфология тектонических покровов, сложенных гипербазит-габбровым и кремнисто-вулканогенным комплексами и их соотношения с флишевыми образованиями Корякско-Анадырской зоны.

Олюторская зона юга Корякского нагорья служит как бы северным продолжением Командорской глубоководной впадины, расположенной в западной части Берингова моря. Вопросы ее геологического строения тесно переплетаются с одной из наиболее важных проблем современной геологии — соотношения между континентом и океаном, образования и эволюции окраинных морей.

Среди вопросов геологического строения Олюторской зоны наиболее сложно установление взаимоотношения двух различных наиболее древних формационных комплексов верхнемелового возраста — вулканогенно-кремнистого (ватынская серия), вмещающего массивы габбро и гипербазитов и терригенного флишевого, объединенного в корякскую серию (Титов, 1959). Решение этого вопроса важно для восстановления геологической истории ранних этапов развития юго-восточной части Корякского нагорья и восточной части Камчатки, непосредственно прилегающей к Берингову морю. Согласно существующим представлениям (Титов, 1959; Егиазаров, 1963; Тильман и др., 1969), в северо-восточном краю последней выделяется Укэляятская зона, сложенная терригенным флишем корякской серии, а разрез расположенной южнее Олюторской зоны начинается ватынской серией (верхний сантон — кампан); таким образом, эти два комплекса рассматриваются как примерно одновозрастные, принадлежащие к двум различным структурно-фаціальным зонам, разграниченным в современной структуре шовными разломами. Однако более поздние исследования, связанные с геологическими и тематическими работами, привели их авторов (данные А. А. Алексева, А. В. Дитмара, О. П. Дундо, Ю. Г. Егорова и Л. А. Анкудинова и др.) к выводу о нормальном стратиграфическом налегании ватынской серии на различных толщах корякской серии (аоянской, тавенской).

Другим не менее важным вопросом является положение массивов габбро и перидотитов, развитых прерывистой полосой в прибрежных частях северной Камчатки и в Олюторской зоне. Согласно ранее существовавшим представлениям (Чиков, Иванов, 1963; Богидаева, Матвеев, 1960; Андреев, Аникеева, 1974; Аникеева, 1976, и др.), эти массивы приурочены к зоне Вывенского глубинного разлома и являются интрузивами верхнемелового возраста. Таким образом, ряд исследователей предлагал следующую последовательность формирования верх-

немелового комплекса: накопление флишевых серий — формирование кремнисто-вулканогенных отложений — внедрение интрузий гипербазитов и габброидов.

Авторы настоящей статьи в 1976, 1977 и 1978 гг. провели полевые исследования в восточной части Олюторской зоны, изучив взаимоотношения между отложениями ватынской и коряжской серий и строение офиолитовой ассоциации в междуречье рек Ачайваям — Ильпи (хребты Ватына, Снеговой, Итчайваям). Полученные результаты позволяют дать иную трактовку некоторых вопросов тектоники северной части Олюторской зоны и внутреннего строения верхнемеловой офиолитовой ассоциации.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННЫМИ И ТЕРРИГЕННЫМИ КОМПЛЕКСАМИ

Геологические наблюдения в бассейне среднего течения р. Ильпи позволяют наметить следующие особенности взаимоотношения между породами ватынской серии и терригенными флишевыми отложениями коряжской серии.

1. Контакт между этими толщами дискордантен по отношению к простираанию и мелкой складчатости в кремнистых образованиях ватынской серии.

2. В зонах контакта под породами ватынской серии почти повсеместно (в пределах исследованной части контакта) залегают катаклазированные отложения коряжской серии, представляющие собой тектонически перетертый, милонитизированный алевролитовый материал, включающий беспорядочно расположенные округлые глыбы песчаников; поверхность последних покрыта зеркалами скольжения, а сами глыбы несут все признаки тектонического дробления, начиная от раскола и будинирования пластов песчаников до образования изолированных, сглаженных валунов. В отдельных случаях этот милонит содержит крупные сглаженные валуны и отторженцы (размером до 20 м) пород ватынской серии — базальтоидов и кремней (в частности, в междуречье рек Ильпи — Имоканьяваям, в левобережье р. Ильпи). Следовательно, катаклазиты представляют собой тектонический меланж видимой мощностью от нескольких десятков до сотен метров.

3. С приближением к контакту дислоцированность отложений коряжской серии возрастает с образованием лежащих и опрокинутых складок и пакетов маломощных тектонических чешуй, переходящих в небольшие надвиги.

4. В зоне развития терригенных отложений коряжской серии отсутствуют какие-либо магматические образования, которые могли бы быть интерпретированы как корневые фации вулканитов ватынской свиты.

Эти факты показывают, что комплекс кремнисто-вулканогенных отложений ватынской серии образует тектонический покров на терригенных образованиях коряжской серии. Поверхность основания покрова, выраженная резким уступом в рельефе, имеет пологое, слабоволнистое залегание с падением к югу под углами 15—40°. Покровное строение района подчеркивается наличием крупного клиппа вулканогенно-кремнистых образований в левобережье р. Ильпи, в 8—10 км севернее основной линии контактов (рис. 1). Глубокая изрезанность этого выхода пород ватынской серии речной сетью позволяет проследить преобладающее субгоризонтальное залегание основания покрова на этом участке и его разделение на более мелкие клиппы. Пологое залегание этого покрова подчеркивается еще и наличием по руслу правого притока Итчайваяма тектонического окна флишевых пород в поле развития пород ватынской кремнистой толщи. Это тектоническое окно располо-

жено на расстоянии более 10 км от фронта покрова на левом склоне долины Итчайваяма.

Покровы в бассейне р. Ильпи входят в систему крупных региональных покровов, прослеженных вдоль западного продолжения Олюторско-Камчатской зоны (Митрофанов, 1977), где в правобережье р. Вывенки (бассейн рек Уннэйваям, Ветроваям и Ветвей) устанавливается тектоническое наложение пород ватынской серии на терригенный флиш корякской серии.

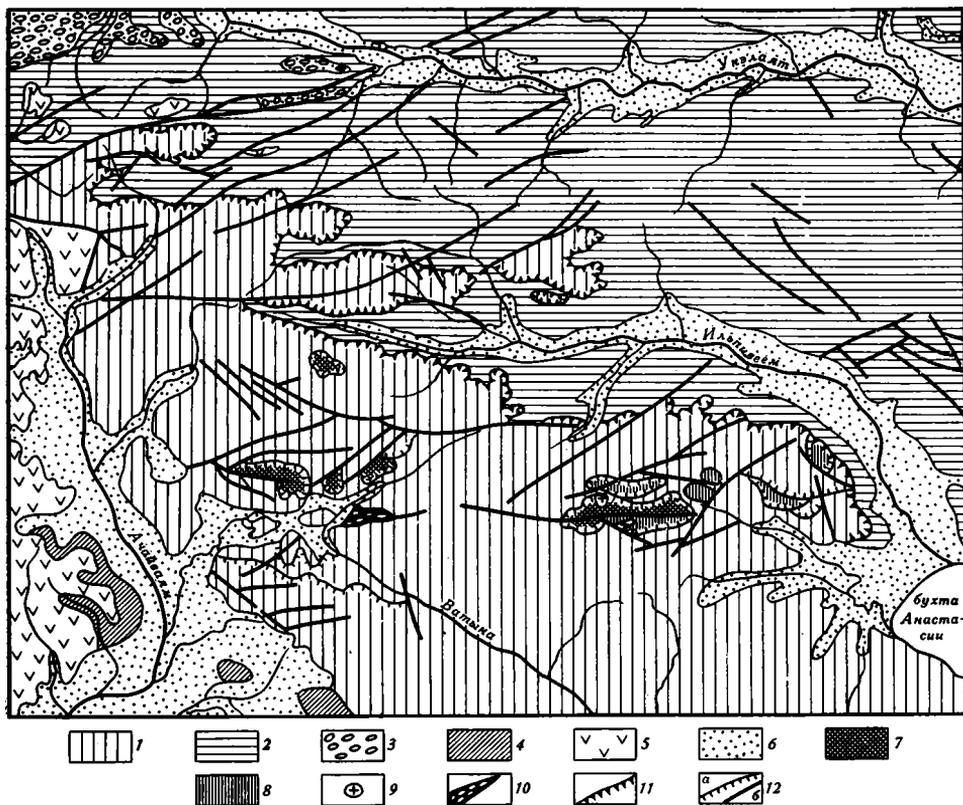


Рис. 1. Схема геологического строения междуречья рек Укэлаят — Ачайваям. Составлена по материалам А. А. Алексеева и А. В. Дитмара с исправлениями и добавлениями авторов

1 — ватынская серия — вулканогенно-кремнистые образования (верхний сантон — кампан); 2 — корякская серия — терригенные, флишoidные отложения (сенон?); 3 — грубообломочные фации корякской серии с галькой пород ватынской серии и габброидов; 4 — ачайвайямская свита — вулканогенные, вулканогенно-обломочные и терригенные отложения (маастрихт — дат); 5 — корфовская свита — лагунно-континентальные и вулканогенные отложения (неоген); 6 — рыхлые четвертичные отложения; 7 — гипербазиты; 8 — габбро; 9 — диориты; 10 — серпентинитовый меланж; 11 — граница тектонического покрова; 12 — надвиги (а), разломы с крутыми плоскостями смесителей (б)

Определение времени формирования покрова затрудняется однообразием разреза терригенных толщ корякской серии. В пределах исследованного района А. В. Дитмаром в верхах корякской серии выделяется аянчинская свита, в конгломератах которой галька представлена яшмами, микрокварцитами, базальтовыми и андезитовыми порфиридами, диабазами, спилитами, альбитофирами, эпидозитами и пр. Западнее исследованного района В. А. Титовым (1959) стратиграфически выше тавенской выделена эничайвеемская свита, конгломератовые горизонты которой содержат гальку яшм, кварцитов, эффузивов, габбро. Н. П. Мит-

рофановым (1977) в правобережье Вывенки в составе терригенных толщ корякской серии выделена олистостромовая фация маастрихтского возраста, литологический состав экзотических глыб которого полностью идентичен породами ватынской серии. По современным представлениям, основанным на изучении фораминифер (Дундо, 1974), тавенская свита корякской серии датируется верхним сеноном (верхний кампан — маастрихт без самых верхов). Эти данные позволяют считать, что формирование покрова имело место в конце маастрихта — палеоцене. Об этом же свидетельствуют данные, приводимые Э. С. Алексеевым (1979) о маастрихт — палеоценовом возрасте олистостром.

СТРОЕНИЕ АЛЛОХТОНА

В составе аллохтона выделяются ватынский кремнисто-вулканогенный комплекс и пространственно тесно взаимосвязанный с ним комплекс гипербазитов, габброидов и шаровых лав, образующие в совокупности своеобразную для Олюторской зоны Корякского нагорья офиолитовую ассоциацию.

Ватынский комплекс представлен сложным сочетанием кремнистых, вулканогенных, туфотерригенных образований. Его литолого-стратиграфическое расчленение в связи с интенсивной дислоцированностью и чешуйчатым строением затруднено и проводилось, очевидно, без достаточного учета этих особенностей внутреннего строения, в силу чего отдельные толщи и другие подразделения, выделенные авторами геологической съемки на соседних листах, не коррелируются между собой.

Среди изученных нами участков развития ватынской серии наибольший интерес представляет район севернее оз. Эпильчик, где слагающие ее отложения прослежены в северном крыле крупной антиформной складки. Хотя и в этом участке (как и в других участках развития) породы ватынской серии сложно дислоцированы и смяты в мелкие складки, ряд параллельных пересечений позволил выделить отдельные толщи кремнистых и вулканогенных образований, вещественная характеристика которых выдерживается по всей закартированной территории района оз. Эпильчик и верховьев р. Ватыны. Снизу вверх здесь выделяются следующие подразделения:

1. Толща базальтовых лав, которая составляет видимое основание разреза ватынской серии. Она состоит из преимущественно афировых шаровых базальтовых лав с подушечной отдельностью размером от 10 до 40—60 см. В нижних горизонтах преобладают базальты преимущественно с мелким размером «шаров», а в более высоких частях разреза они становятся значительно крупнее и сами базальты приобретают порфиртовую структуру. Встречаются редкие линзы слоистых серых и красноватых кремнистых пород, иногда содержащих обломки раковин иноцерамов, а также тонкие линзы окремненных карбонатных пород с фораминиферами. Мощность таких линз обычно составляет от 0,3 до 10 м, по простиранию они прослеживаются на расстояние от 2—20 до 100—150 м. Общая видимая мощность базальтов порядка 300—400 м.

2. Выше, непосредственно на шаровых лавах согласно залегает кремнисто-туфогенная толща, состоящая из слоистых (с мощностью слоев обычно в несколько сантиметров, редко до 10 см) кремнистых пород в основании сургучного, а далее зеленовато-серого, серого, темно-серого цвета, перемежающихся с туфогенными породами, редко пачками и пластами базальтоидов, кремнистыми сланцами. В кремнисто-туфогенных породах встречаются радиоларии достаточно хорошей сохранности. Мощность толщи около 300 м.

3. Пестрая кремнистая толща, представленная тонким чередованием (иногда ритмичным) слоев сургучно-красных, лиловых, серых, зеленоватых кремней и окремненных туфов. В разных частях разреза количе-

ство (и мощность) прослоев красноокрашенных кремней резко возрастает вплоть до образования пачек красноцветных кремней мощностью до 30 м. Севернее оз. Эпильчик и на правом берегу верховьев р. Ватына эти пачки приурочены к низам толщи, южнее они выделяются в ее средних частях. В верхах разреза толщи красноцветные кремнистые породы переслаиваются с пластинами базальтоидов основания следующей вверх толщи. Мощность пестрой кремнистой толщи порядка 350—400 м.

4. Вулканогенно-кремнистая толща, представленная сложным чередованием преобладающих базальтоидных вулканитов с пачками разноокрашенных кремнистых пород, часто лишенных слоистости. Толща обнажается фрагментарно в лежащем боку тектонического контакта с Эпильчикским гипербазитовым массивом и в целом интенсивно рассланцована с широким развитием апобазальтовых и апокремниевых сланцев. Отдельные ее участки разбиты на блоки, будинированы, что затрудняет восстановление первичного характера взаимоотношений между базальтоидами и кремнистыми образованиями. Видимая мощность толщи порядка 200 м.

Переходы между всеми выделенными толщами постепенные, границы между ними в некоторой степени условные и, по-видимому, в латеральном направлении несколько меняют свое положение в разрезе, в связи с чем мощность толщ может колебаться в значительных пределах.

Описанная часть разреза ватынской серии на севере перекрыта покровом, сложенным гипербазитами и пространственно тесно взаимосвязанным с ними комплексом диабазовых пород, сложенным микродиабазами, диабазами, габбро-диабазами и базальтами. Эти образования широко развиты по северному краю массива перидотитов, тогда как в южном его краю они выходят фрагментарно. Характерной особенностью указанного комплекса является отсутствие прослоев кремнистых и обломочных пород, постепенные взаимопереходы между микродиабазами, диабазами и габбро-диабазами. Первичные взаимоотношения этой толщи с описанным разрезом ватынской серии в изученном районе не могут быть восстановлены. Толща диабазов закартирована и южнее оз. Эпильчик, где она также слагает маломощный покров, смятый в запрокинутую к северу синформную складку. Совершенно условно толща диабазов помещена нами в нижнюю часть изученного разреза ватынской серии. Ее видимая мощность достигает 700 м.

Наши наблюдения над разрезами ватынской серии в других участках (правобережье р. Имоканьяваям, левобережье р. Ильпи, район оз. Гытгын в левобережье р. Ачайваям) показывают, что в целом они согласуются с намеченной выше последовательностью толщ.

Верхние части ватынской серии в пределах исследованного нами района обнажены в междуречье рек Ильпи — Итчайваям (севернее Итчайваямского габбро-гипербазитового массива), где они представлены однородной толщей порфировых базальтов и их лавобрекчий, перекрывающих породы пестрой кремнистой толщи. Дайки аналогичных порфировых базальтов, секущие кремнисто-туфогенные образования, закартированы нами в правобережье верховьев р. Ватына. По-видимому, можно считать, что толща порфировых базальтов междуречья Ильпи — Итчайваям формировалась в заключительные этапы образования ватынской серии и является элементом строения аллохтона.

Важной особенностью внутреннего строения ватынской серии является ее покровно-складчатая структура. Здесь развиты мелкие складки с образованием серии наклонных и опрокинутых структур в северном и северо-восточном направлениях. Чешуйчатое строение выражено в наличии целого ряда надвигов, в основании которых в ряде участков (правобережье верховьев р. Ватына, левобережье нижнего течения р. Итчайваям, правобережье среднего течения р. Имоканьяваям) встречаются в различной степени предробленные гипербазиты и габброиды.

Основные тектонические срывы в образованиях ватынской серии при-
ходятся на различные уровни, прослеживающиеся обычно между некомпетентными слоями. Главными из таких уровней служат: а) основание кремнисто-туфогенной толщи — (контакт с толщей шаровых афировых базальтов); б) чисто туфогенная пачка внутри кремнистой толщи; в) пачка грубых туфов и туфобрекчий в основании толщи порфирировых базальтов; г) отдельные горизонты лавобрекчий внутри толщи верхних порфирировых базальтов.

Значительно реже в разрезе ватынской серии наблюдаются прослои рассланцованных пород с образованием типичных метаморфических

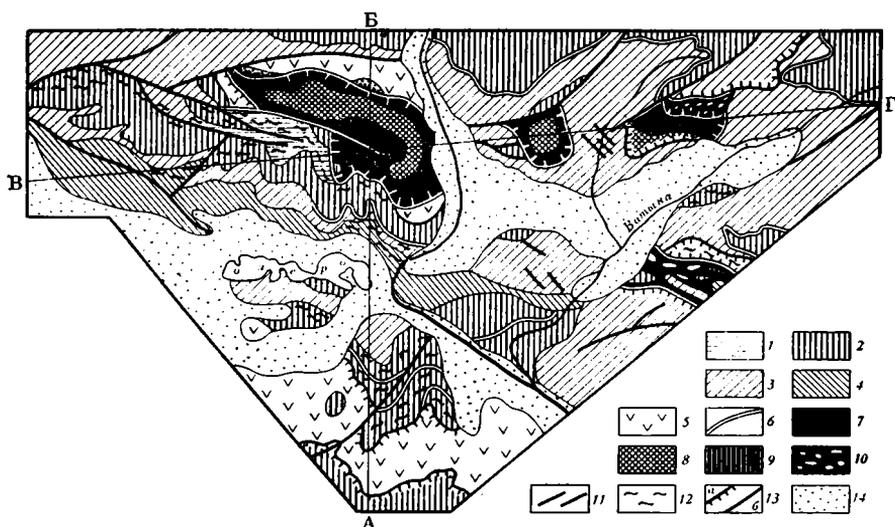


Рис. 2. Геологическая карта района оз. Эпиличик

1—6 — ватынская серия (верхний сантон — кампан): 1 — вулканогенно-кремнистая толща; 2 — толща пестроокрашенных кремней; 3 — кремнисто-туфогенная толща; 4 — вулканогенно-обломочная толща; 5 — толща диабазов и базальтов; 6 — пачка красноцветных кремней; 7 — пироксениты, перидотиты; 8 — дуниты; 9 — габбро; 10 — серпентинитовый меланж; 11 — дайки порфирировых базальтов; 12 — метаморфические сланцы; 13 — надвиги (а), крутопадающие разломы (б); 14 — рыхлые четвертичные отложения

сланцев — актинолитовых, кварц-карбонатных, пренит-хлоритовых (апо-базальтовых) и филлонитов, а в участках развития клиновидных выходов серпентинитов — тальк-хлоритовых и серпентинитовых сланцев (рис. 2). Особенно интенсивно рассланцеванию подвергнуты породы пестрой кремнистой и вулканогенно-кремнистой толщ, при этом в кремнистых породах сохраняются обломки призматических слоев иноцерманов, что свидетельствует о принадлежности рассланцованных образований к ватынской серии. Пространственно они приурочены к лежащему крылу чешуи гипербазитов и диабазов и особенно интенсивно развиты вдоль более молодых субширотных — юго-восточных нарушений, осложняющих складчато-чешуйчатую структуру района.

Небезынтересен также вопрос об условиях формирования ватынской серии. Целый ряд фактов, как, например, достаточно мощная пачка шаровых афировых базальтовых лав, преимущественно кремнистая с радиоляриями (Жамойда, 1972) и примесью тонкого туфогенного материала толща (при почти полном отсутствии карбонатных пород), наличие пачек «кремнистого флиша» (в отдельных районах распространения кремнистой толщи), состоящего из туфогенно-кремнистых пород с градационной слоистостью и турбидитными текстурами, свидетельствуют, что породы серии формировались в морских и, вероятно, в абис-

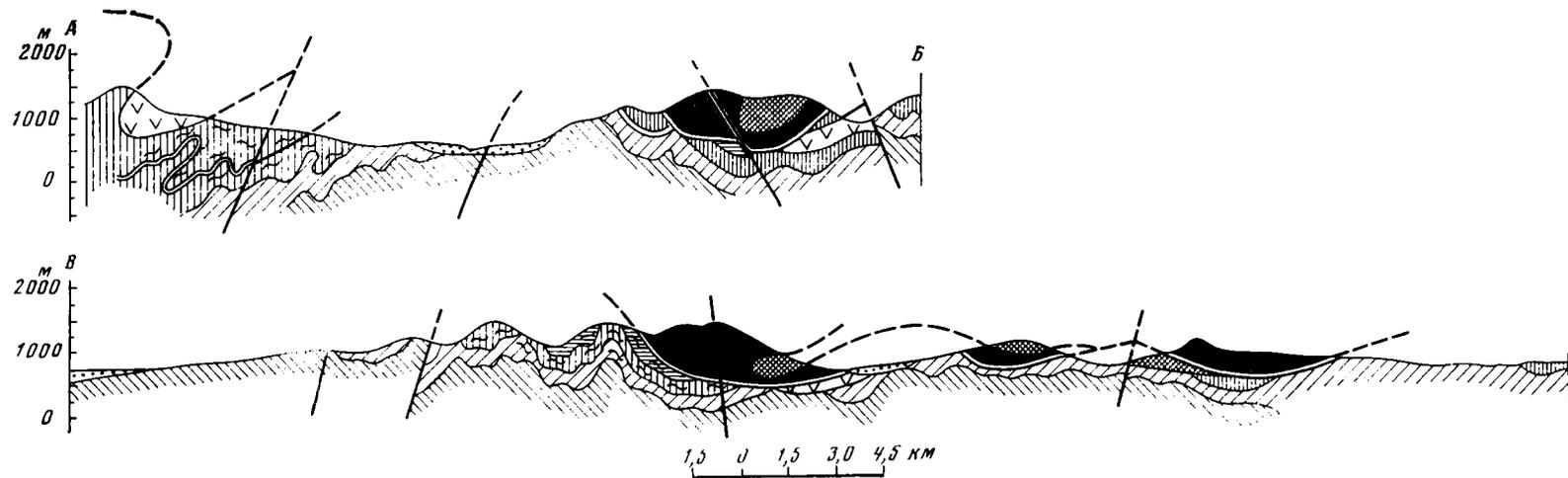


Рис. 3. Геологические разрезы района оз. Эпильчик (вертикальный и горизонтальный масштабы 1 : 1). Линия разрезов и условные обозначения смотри на рис. 2

сальных условиях. Тесная ассоциация с ватынским покровом гипербазит-габбровых аллохтонных пластин, хотя единый разрез от гипербазит-габбрового комплекса к подушечным базальтам не наблюдался, позволяет высказать предположение, что гипербазит-габбровый комплекс и ватынская серия, возможно, представляют собой единый разрез коры океанического типа позднемеловой глубоководной впадины.

Гипербазит-габбровый комплекс. Согласно предыдущим исследователям (Андреев, Аникеева, 1974), дуниты пироксениты, габброиды слагают многофазные интрузивные массивы — согласные пластовые тела, факолиты, штоки, акмолиты. Нами детально изучены Эпильчикский и Итчайваямский гипербазитовые массивы, на примере которых устанавливается совершенно иная геологическая позиция этих образований.

Эпильчикский массив представлен тремя разрозненными выходами, образующими единый пластообразный покров, расчлененный эрозией и молотыми разрывными нарушениями (рис. 3). Нижний контакт гипербазитов, прослеженный во всех трех выходах, имеет отчетливо тектонический характер и сопровождается дроблением пироксенитов на глыбы и валуны, покрытые зеркалами скольжения и закатанные в цемент из перемолотого, иногда глинообразного пироксенита, в котором часто сохраняются осколки кристаллов клинопироксена. В восточном выходе массива (правобережье верховьев р. Ватына) на гипербазиты надвинута пологозалегающая пластина кремнистых отложений. В основании ее, непосредственно над гипербазитами, наблюдается мощная зона брекчированных пород, состоящих из тектонической гальки, глыб и валунов пироксенитов, габбро, вулканитов, кремнистых пород, закатанных в перетертую гипербазит-габбровую массу.

Таким образом, массив гипербазитов представляет сохранившуюся в ядре синформной складки тектоническую пластину, залегающую на кремнисто-вулканогенных образованиях ватынской серии и сложно дислоцированную совместно с последними, в пользу чего свидетельствует морфология ее нижнего контакта, опрокидывающегося на север в западной части массива.

В левобережье верховьев р. Ватына нами закартирована полоса серпентинитового меланжа шириной в плане до 1,3 км. Меланж состоит из разрозненных глыб габброидов, базальтоидов, кремнистых пород, заключенных в перетертый серпентинитовый цемент. Южный контакт меланжа наклонен к югу; северный контакт по простиранию часто меняет залегание и местами круто наклонен на север. В закартированном участке меланж разделяет два крупных блока пород кремнисто-туфогенной толщи и представляет собой пластообразное тело сложной морфологии.

Ультраосновные породы всех трех выходов Эпильчикского массива представлены пироксенитами, дунитами и в меньшей степени перидотитами; в их пространственном развитии наблюдается определенная закономерность. В плане дуниты расположены в средней части главного массива, вытягиваясь продольной полосой и окаймляясь перидотитами и пироксенитами. Изучение морфологии контактов между ними показывает, что дунитовое тело имеет форму линзы, наклоненной к югу, с пологими северными и более крутыми южными контактами. В восточном краю массива видно, что линза дунитов подверглась деформации, а ее контакт с пироксенитами образует синформный перегиб. Следующий к востоку выход представляет собой фрагмент дунитового тела, расположенный на «нижних» пироксенитах, тогда как выход гипербазитов по правобережью верховьев Ватыны является небольшой верхней частью дунитового тела, надстраивающейся пироксенитами. Таким образом, линия срыва гипербазитов срезает край дунитовой линзы.

Перидотиты (верлиты) повсеместно расположены в переходной зоне между дунитами и клинопироксенитами, являясь фациальной разновид-

ностью последних. Это обстоятельство, а также наличие в пироксенитах различных по величине участков существенно оливинового состава, развитие по дунитам гнезд и цепочек клинопироксена позволяет считать переходы между дунитами и пироксенитами постепенными. Переход наблюдается на небольшом расстоянии (в пределах первых десятков метров) и лишь в единичных обнажениях, а чаще контакты дунит — пироксенит сорваны и сопровождаются развальцеванием, развитием полосы серпентинитов, разбитых на блоки с зеркалами скольжения. Таким образом, геологические и петрографические данные говорят о более позднем (относительно дунитов) формировании пироксенитов, слагающих большую часть массива Эпильчик и полностью окаймляющих его дунитовое «ядро». В восточном краю главной (западной) части ультрабазитового массива развиты лейкократовые породы — плагиоклазиты, жилы пегматоидных лейкогаббро, жилы, а также неправильной формы дайковые тела переменной мощности, ветвящиеся и выклинивающиеся. Жилы плагиоклазитов мощностью до 0,5 м наблюдались в краевых частях дунитов, примыкающих к перидотитам и пироксенитам, но наибольшее развитие полевошпатовых жил установлено в пироксенитах. В крупных скальных обнажениях пироксенитов восточного края массива наблюдается густая штокверкообразная сеть даек и жил пегматоидных существенно полевошпатовых пород, местами по объему значительно преобладающих над сохранившимися реликтами пироксенитов. Последние в этих участках часто перекристаллизованы с образованием гигантозернистых разновидностей.

Габброиды в строении Эпильчикского массива играют совершенно незначительную роль и встречены в его северном краю в виде небольших тел, фациально связанных с пироксенитами, однако обычно контакты между ними сорваны.

Восточнее массива Эпильчик расположен Итчайваямский габбро-пироксенитовый массив. Наши наблюдения, а также анализ имеющихся материалов показывают, что геологическая позиция обоих массивов принципиально не отличается.

В результате детального картирования восточной части этого массива (рис. 4) было установлено, что габбро и пироксениты слагают крупную аллохтонную пластину, залегающую на различных горизонтах ватынской серии, в частности на толще базальтовых порфиритов (с характерными крупными вкрапленниками пироксена), которая обычно сорвана с подстилающих пород, и на туфогенно-кремнистой толще. Пластина габбро и пироксенитов слагает верхнюю часть водораздельного хребта между Правым и Левым Итчайваямом. Нижняя часть склонов хребта до уровня 300—400 м сложена преимущественно базальтовыми порфиритами. Учитывая положение северного, южного и восточного контактов пластины приблизительно на одинаковой абсолютной высоте, можно считать, что она залегает субгоризонтально, возможно, с некоторым наклоном на запад. Непосредственно в восточной краевой части пластины в ее основании располагаются среднезернистые габбро без признаков полосчатости. Внутри габброидов в северо-восточной части устанавливается дополнительный срыв, параллельный основному надвигу подошвы пластины. Основная поверхность субгоризонтального надвига в Итчайваямской пластине не сопровождается зонами меланжа. Тектонические воздействия горизонтального движения масс отражаются образованием зон рассланцевания и дробления. Особенно ярко последние выражены на северо-востоке, где в результате интенсивного ожелезнения, каолинизации, оталькования сформирована пестроокрашенная полосчатая зона, отмечающая пологое залегание подошвы контакта.

Пироксениты в центральной части пластины обычно связаны с габбро постепенными переходами, и к этому уровню также приурочены и

гектонические срывы. Изучение Итчайваямского массива позволяет сделать вывод, что нижнюю ее часть слагают габброиды, а верхнюю — пироксениты. Пироксениты характеризуются почти полным отсутствием или весьма небольшим количеством оливина, что, возможно, увязывается с отсутствием в пределах этой пластины дунитов в отличие от аллохтонных пластин габбро-гипербазитов в районе оз. Эпильчик.

Севернее и западнее Итчайваямского массива, на краю ватынского аллохтона, встречаются тонкие тектонические пластины габброидов, приуроченные к контактам толщи порфирировых базальтов с кремнисто-

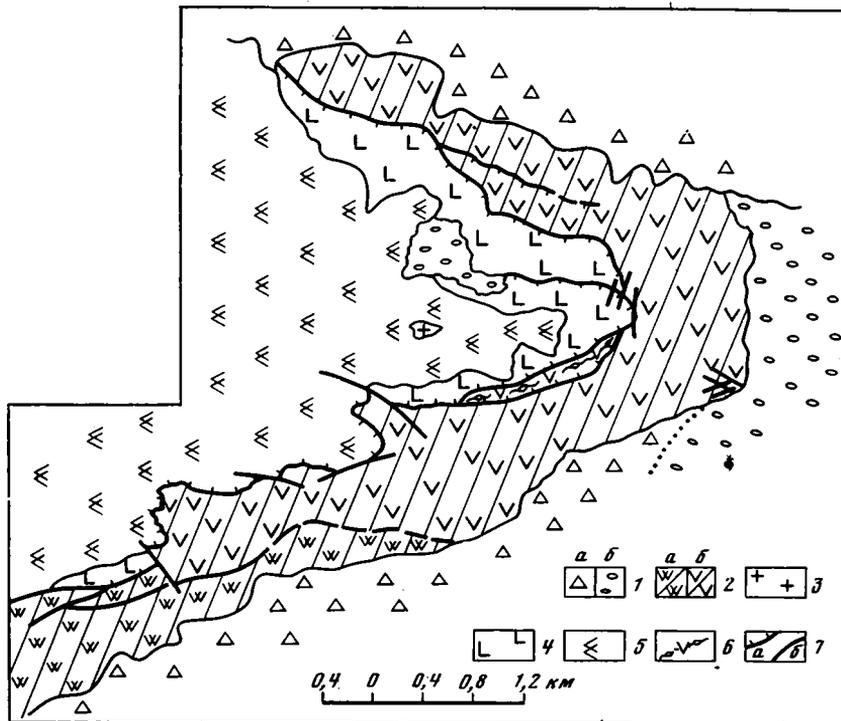


Рис. 4. Геологическая карта восточной части Итчайваямского гипербазитового массива

1 — четвертичные отложения: а — делювиальные, б — ледниковые; 2 — ватынская серия: а — толща порфирировых подщелоченных базальтов, б — туфогенно-кремнистая толща; 3 — диориты; 4 — габбро; 5 — пироксениты; 6 — зона будинированных базальтов; 7 — надвиги (а), крутопадающие разломы (б)

вулканогенной частью разреза или к срывам между разными горизонтами последней.

Аллохтонные пластины гипербазит-габбрового комплекса в рассматриваемой части Ватынского покрова размещены в основном на некотором удалении от его фронта — порядка 10 км и более. Лишь в одном случае на правом берегу р. Ильпи удалось отметить довольно крупную пластину габбро с подчиненным количеством пироксенитов в непосредственной близости от края покрова. Здесь покров лежит конформно на толще кремнистых пород и тектонически перекрывается базальтовыми порфиритами верхов разреза ватынской серии. В принципе это один из редких случаев в рассматриваемом районе, когда пластины гипербазит-габбрового комплекса занимают не самое высокое тектоническое положение, а перекрыты еще и покровом пород ватынской серии.

При рассмотрении пород гипербазит-габбрового комплекса как возможных фрагментов разреза офиолитовой ассоциации, обращает на себя внимание то, что его разрезы в данном регионе опрокинуты — при

совместном нахождении габбро и пироксенитов габбро слагает нижнюю часть разреза. Во многих же случаях уровень контакта габбро — пироксенит представляет благоприятные условия для срыва, о чем свидетельствуют изолированные чешуи габброидов, достаточно часто встречающиеся.

Обращаясь к геологической позиции других габбро-гипербазитовых массивов ватынской офиолитовой ассоциации, можно отметить, что, по данным геологосъемочных работ, она аналогична обрисованной выше. Весьма характерен в этом отношении район правобережья р. Вывенки, где, по данным Ю. Г. Егорова и Л. А. Анкудинова, ряд сближенных массивов (Гальмоэнанский, Сейнавский, Имланский) и расположенные между ними более мелкие выходы гипербазитов представляют собой пластообразные тела, положозалегающие на дислоцированных породах ватынской серии и приуроченные к различным частям крупного синформного прогиба. Отметим, что эти массивы прослеживаются по простиранию толщ ватынской серии и были смяты одновременно с породами параавтохтона.

ВЫВОДЫ

1. Покровы верхнемеловых офиолитов в Олюторско-Камчатской складчатой зоне имеют региональное распространение. Наиболее крупный из них прослеживается более чем на 400 км от р. Ветровая на юго-западе до бухты Анастасии на северо-востоке. Этот покров в основном состоит из сложного нагромождения отдельных крупных чешуй кремнисто-вулканогенного комплекса (ватынская серия) гипербазитов и габбро офиолитовой ассоциации. Дугообразная в плане линия фронтальной части покрова обращена выпуклостью на северо-запад; запрокидывание в этом же направлении крупных складок с размахом крыльев до 5 км может свидетельствовать о том, что движение покрова происходило с юга на север, т. е. со стороны Берингова моря.

2. Габбро-гипербазитовые массивы ватынской офиолитовой ассоциации представляют собой пластины, тектонически залегающие на кремнисто-вулканогенном комплексе. Сближенные группы массивов (в правобережье среднего течения Вывенки, в верховьях рек Вывенки и Пахачи, в междуречье рек Ачайваям — Ильпи) могут трактоваться как останцы более крупных покровов габбро-гипербазитового комплекса, сохранившиеся в некоторых синформных (или грабенообразных) структурах аллохтона.

Характерными особенностями габбро-гипербазитовых массивов, существенно отличающимися их от более древних офиолитов Корякского нагорья, служит дунит-верлит-клинопироксенитовый состав с подчиненной ролью габброидов, отсутствие плагиогранитов.

3. Одним из элементов строения офиолитов могут служить зоны развития метаморфических сланцев зеленосланцевой (с глаукофаном) фации метаморфизма. Судя по имеющимся в литературе разрозненным данным, они характерны и для других участков ватынской серии, тектонически контактирующих с габбро-гипербазитовыми массивами.

Возраст метаморфизма здесь достоверно устанавливается как послекампанский, так как имеются взаимопереходы между сланцами и вулканогенно-кремнистыми отложениями ватынской серии, а в самих сланцах зачастую можно наблюдать остатки иноцерамов.

Литература

- Алексеев Э. С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья. — Геотектоника, 1979, № 1.
Андреев С. И., Анিকেева Л. И. Петрофизические особенности магматических пород офиолитовой серии на примере Корякского нагорья. — В сб.: Геофизические методы разведки в Арктике, вып. 9. Гр. НИИГА, Л., 1974.

- Аникеева Л. И.* Базит-гипербазитовые интрузивные комплексы Корякского нагорья.— В сб.: Магматизм Северо-Восточной Азии, ч. III, Магадан, Магаданск. книжн. изд-во, 1976.
- Богйдаева М. В., Матвеевко В. Т.* Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Сев.-Вост. СССР).— Тр. Всес. ин-та золота и редких металлов. «Геология», вып. 59. Магадан, Магаданск. книжн. изд-во, 1960.
- Дундо О. П.* Схема стратиграфии меловых отложений Корякского нагорья (проект унифицированной и корреляционной схем).— В сб.: Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Тр. НИИГА, Л., 1974.
- Егиазаров Б. Х.* Основные черты геологического строения Корякского нагорья.— В кн.: Геология Корякского нагорья. М., Госнаучтехиздат, 1963.
- Жамойда А. И.* Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР.— Тр. ВСЕГЕИ, т. 183, Л., «Недра», 1972.
- Митрофанов Н. П.* Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне.— Геол. и геофизика, 1977, № 4.
- Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А.* Тектоника Северо-Востока СССР.— Тр. СВКНИИ, вып. 33. Магадан, Магаданск. книжн. изд-во, 1969.
- Титов В. А.* Стратиграфия меловых отложений корякского нагорья.— Тр. Межведомст. совещ. по разработке унифицированных стратиграфических схем Сев.-Вост. СССР. Магадан, Магаданск. книжн. изд-во, 1969.
- Чиков Б. М., Иванов В. К.* Магнитное поле и некоторые черты геологического строения центральной части Корякско-Камчатской складчатой области.— В кн.: Геология Корякского нагорья. М., Госнаучтехиздат, 1963.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
15 июня 1979 г.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.242(8)

В. Е. ХАИН, В. П. КОЛЧАНОВ

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

В конце 1978 г. в Бразилии вышла в свет Тектоническая карта Южной Америки приблизительного масштаба 1 : 5 000 000 (судя по линейному масштабу — около 1 : 5 052 000) и объяснительная записка к ней на четырех языках. Создание этой карты имеет долгую предысторию. Она начинается, по существу, с предложения А. А. Богданова и Н. С. Шатского на XX сессии Международного геологического конгресса (МГК) в 1956 г. об организации для руководства международными работами по тектонической картографии при Комиссии по геологической карте мира (КГКМ) Подкомиссии по тектонической карте мира (ПТКМ). Незадолго до того вышла Тектоническая карта СССР, которая получила широкую известность и дала толчок к развитию тектонической картографии во многих странах. Поэтому предложение советских геологов было принято и на них возложено руководство ПТКМ. Уже на XXII сессии МГК в 1964 г. ПТКМ продемонстрировала Международную тектоническую карту Европы масштаба 1 : 2 500 000 на 16 листах. Эта карта послужила наглядным примером возможности и плодотворности международного сотрудничества. Поэтому, в частности, в решениях XXII сессии МГК геологическим учреждениям и обществам латиноамериканских стран рекомендовалось провести специальную сессию по созданию Международной тектонической карты Южной Америки. Под эгидой ПТКМ такая сессия состоялась в 1967 г., приняв решение о составлении карты¹. На ней был утвержден генеральный координатор карты — Ф. Ф. М. де Альмейда (Бразилия) и три региональных координатора. Ими стали Сесилия Мартин (Венесуэла) по Карибско-Андскому региону (Колумбия, Эквадор, Гайана, Суринам, Французская Гвиана, Венесуэла), Гуиллермо Фурке (Аргентина) по Андскому региону (Аргентина, Боливия, Чили, Перу) и Е. Озорио Феррейра (Бразилия) по Восточному региону (Бразилия, Уругвай, Парагвай). Макеты карты демонстрировались на Международной конференции по тектонике восточной части Балтийского щита (Ленинград — Петрозаводск, 1971 г.), на сессиях МГК в Монреале (1972 г.) и Сиднее (1976 г.), на заседаниях ПТКМ во время пленарных сессий КГКМ. Однако финансовые затруднения долгое время препятствовали изданию карты.

Ныне эта многокрасочная карта издана на двух листах, каждый размером 82,5 × 117,5 см. Ее географической основой послужила, с упрощениями, карта Южной Америки масштаба 1 : 5 000 000, изданная Американским географическим обществом в Нью-Йорке (1955 г.), со-

¹ А. А. Богданов. Совещание Подкомиссии по тектонической карте мира в Монтевидео (19—23 октября 1967 г.) по поводу создания Международной тектонической карты Южной Америки и принятые им решения. — Геотектоника, 1968, № 5.

ставленная в биполярной косо́й конической конформной проекции. В титуле карты и выходных данных (текст которых, как и пояснения к легенде, даны на английском, испанском и португальском языках) перечислены названные выше координаторы и упомянуто, что она составлена под эгидой КГКМ по данным на 1974 г.

Легенда карты содержит различные цветовые и штриховые условные обозначения; первые — прежде всего для выделения и расчленения платформенных чехлов и складчатых областей разного возраста. Платформенные чехлы развиты на древней Южно-Американской платформе, занимающей основную часть материка, и на Патагонской платформе, выделенной в восточной половине южной части континента, начиная с левобережья р. Рио-Колорадо. По возрасту слагающих его толщ чехол первой платформы делится на докембрийский (в том числе верхнедокембрийский на средне- или нижнедокембрийском фундаменте на Гвианском, Центральном и Восточно-Бразильском щитах и верхнедокембрийский чехол в синеклизе Сан-Франсиску и на Восточно-Бразильском щите) и фанерозойский. Фанерозойский чехол расчленяется на силурийско-триасовый (в обрамлении щитов, по периферии сплошных полей развития чехла), послетриасовый (основные площади) и чехол, выполняющий глубокие бассейны, возникшие на платформе в результате позднеюрских — плиоценовых движений (впадина Маражу в устье Амазонки, грабен Байя и другие области опускания на северо-востоке материка). Накладной косо́й сеткой разных цветов для деформаций уруасуанского (гренильского), бразильского (байкальского) и неустановленного возраста выделяются участки деформированного платформенного чехла. Чехол Патагонской платформы рассматривается как послепалеозойский и пермокарбонный, на палеозойском и докембрийском основании и местами деформирован андскими движениями.

Складчатые области делятся на три группы, подразделяясь далее на складчатые комплексы и т. п. (обозначаемые своими особыми цветами и индексами) следующим образом.

А. Области докембрийской складчатости (в пределах щитов).

1. Нижне- и среднедокембрийские комплексы древнее 1800 ± 100 млн. лет, местами переработанные в позднем докембрии. 2. Нижнедокембрийские комплексы: а) Иматака и др., древнее 3000 млн. лет; б) Жекки и др., с возрастом 2600 ± 100 — около 3000 млн. лет. 3. Области среднедокембрийской трансмазонской складчатости (1800—2100 млн. лет) и др. в интервале 1800 — 2600 ± 100 млн. лет: а) нерасчлененные; б) нижнегвианские; в) верхнегвианские. 4. Области позднедокембрийской складчатости: а) уруасуанская и др., древнее 1000 ± 50 млн. лет, например в долготном поясе по западному краю Восточно-Бразильского щита; б) бразильская складчатость и др. с возрастом 500 — 1000 ± 50 млн. лет: б¹ — нерасчлененная, например, в западном обрамлении синеклиз Парнаиба (Маранья) и Сан-Франсиску, в северной части Восточно-Бразильского щита, в массивах Сьерра-Пампа и Северо-Патагонском, б² — нижние и б³ — верхние бразилиды — те и другие в южной части Центрально-Бразильского щита (щита Гуапоре, по Альмейде), б⁴ — поздне- и посттектонические бассейны (кембро-ордовик) с вулканизмом кислого — среднего состава, б⁵ — молассовый прогиб.

Б. Области палеозойской складчатости, выделяемые в древних ядрах мезозойско-кайнозойского складчатого пояса Анд. 1. Области раннепалеозойской складчатости (нерасчлененная геосинклинальная зона) — местами (в Чили) включая докембрийскую (?) складчатость, — отчасти переработанные палеозойской и андской складчатостями. 2. Области средне- и позднепалеозойской складчатости: а) нерасчлененная геосинклинальная зона; б) позднедевонская фаза, местами с переработкой среднепермскими движениями; в) среднепермская (?) фаза; г) поздне- и посттектонические бассейны, обычно триасово-юрские.

В. Области мезозойской и кайнозойской складчатости, подразделяемые на три провинции. Патагонская Кордильера и Огненная Земля: 1) нерасчлененная эвгеосинклинальная зона: позднеюрская и поздне-меловые фазы; 2) нерасчлененная миогеосинклинальная зона: а) позднемеловая и олигоцен-миоценовая фазы, б) молассовый передовой прогиб со складчатостью в интервале олигоцен — миоцен. *Карибская горная система:* 1) третичные деформации с кульминацией в миоцене — плиоцене (антильские тектонические движения): а) юрско-нижнемеловой структурный этаж, б) ниже-среднемеловой структурный этаж, в) палеоцен-нижнеэоценовый структурный этаж. *Центральные и Северные Анды:* 1) докембрийские блоки и ядра, в частности позднедокембрийские; 2) линейная перикратонная зона: а) арауканская фаза, оксфорд — кимеридж, б) альб-сенонская фаза, в) позднеэоценовая фаза; 3) линейная интракратонная зона: а) позднемеловая домастрихтская фаза, перувианская фаза в Центральных Андах, б) сенон-палеоэоценовая фаза, в) среднеэоценово-раннеолигоценная фаза, инкская фаза в Центральных Андах, г) среднемиоценово-раннеплиоценовая фаза, фаза Куе-хуа в Центральных Андах, антильская фаза в Северных Андах, д) субандийский краевой прогиб — верхний миоцен — плиоцен; 4) поздне- и посттектонические андские бассейны, местами заполненные морскими отложениями и вулканогенным материалом: а) неогеновые, местами палеогеновые; эоценовый вулканизм (в Аргентине), б) четвертичные (отчасти плиоценовые), плиоцен-четвертичный вулканизм, к югу от 34° ю. ш., включая миоценовые вулканы, смятые в складки в позднем миоцене — плиоцене.

Остальная нагрузка карты отображается штриховыми знаками и краями. Две группы знаков предусмотрены для показа эруптивных пород, связанных либо с геосинклинальным развитием, либо с платформенной тектоникой, подразделяясь далее на породы интрузивные и эффузивные (включая субвулканические для платформ). Соответственно в геосинклинальных областях выделяются: 1) синтетектонические гранитоиды, иногда включая мигматиты; 2) поздне- и посттектонические гранитоиды; 3) нерасчлененные гранитоиды; 4) ультрабазиты и местами базиты (выделены особым цветом). Эффузивы: 5) кислые, иногда включая андезиты; 6) средние; 7) основные и средние; 8) основные; 9) нерасчлененные. С платформенной тектоникой связаны: 1) платформенные гранитоиды; 2) щелочные и щелочно-основные породы (выделены особым цветом); 3) основные породы. Эффузивы: 4) кислые и средние; 5) основные, 6) платобазальты и силлы. Все перечисленные образования расчленяются также по возрасту. Справа от индекса помещается цифра (от 1 до 22), отвечающая определенному возрастному интервалу. Например, 1 — древнее 1800 млн. лет, 2 — древнее 3000 млн. лет, 8 — ранний палеозой, 22 — четвертичные и т. д.

В обозначениях литологических ассоциаций предусмотрены знаки для флиша, молассы, соленосных толщ и ледников. Своими знаками выделяются следующие тектонические структуры: 1) области направленной простиранной; 2) разрывные нарушения неуставленного типа; 3) сдвиги; 4) сбросы; 5) надвиги; 6) краевые абиссальные разломы; 7) антиклинали; 8) синклинали; 9) направления тектонической вергентности (цвет стрелки указывает время движений). Предполагаемые структуры показываются пунктиром.

Среди прочих условных обозначений фигурируют три знака для показа тектонической переработки (бразильское омоложение, переработка андской и средне-позднепалеозойской складчатостями), различаясь накладным рисунком и дополнительным индексом В, А или V. В этой же группе знаков даны обозначения для вулканов, изопакиты (в метрах) отложений девона, триаса, мела и миоцена и стратоизогипсы по поверхности докембрийского или домелового фундамента и по подошве гонд-

ванских, меловых и третичных отложений (линии зеленого и лилового цвета разного рисунка).

Из приведенного описания легенды карты видно, что по своим принципам она весьма близка легендам таких хорошо известных карт, как Международная тектоническая карта Европы масштаба 1:2 500 000 (1964 г.) или Тектоническая карта Северной Америки масштаба 1:5 000 000 Ф. Б. Кинга (1969 г.). Во всех случаях основой является возраст складчатости, по которому и производится выделение различных складчатых областей и их дальнейшее расчленение, равно как и выделение платформ с различным возрастом складчатого основания. Близки друг другу и наборы остальных условных обозначений, используемых на упомянутых трех картах. Сходство карт Южной и Северной Америки дополнительно усиливается и тем, что на обеих кроме главного (возрастного) подразделения выделяются еще и основные структурно-тектонические единицы (зоны), несколько различающиеся наборами цветовых условных обозначений. Сравнение крайней северо-западной части Южной Америки, изображенной на обеих картах, показывает, что на карте Южной Америки дано более дробное расчленение региона, но, с другой стороны, показано значительно меньше разломов и изображены они, видимо, схематичнее, имея большей частью прямолинейное протяжение. Важнейшим отличием рассматриваемой карты от карт Европы и Северной Америки является проведенное на ней возрастное расчленение чехла, что, впрочем, уже сделано на Тектонической карте Австралии 1971 г.

Таким образом, Тектоническая карта Южной Америки представляет собой первую сводку по тектонике материка. Приятно отметить, что с выходом этой карты завершено составление тектонических карт континентов в масштабе 1:2 500 000 или 1:5 000 000. Отсутствует пока лишь карта Юго-Восточной Азии, но и она в настоящее время находится в печати. Несомненным достоинством карты Южной Америки является то, что она составлена сотрудниками геологических служб латиноамериканских стран, использовавшими не только опубликованные данные, доступные советским геологам, но и новейшие материалы своих полевых исследований. Естественно, что с момента завершения макета карты (1974 г.) появилось много новых данных. Они учтены на макете карты Южной Америки, присланном в ПТКМ для включения в Международную тектоническую карту мира масштаба 1:15 000 000, составление которой ныне завершается. Независимо от этого можно поздравить наших латиноамериканских коллег с крупным научным достижением.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
29 мая 1979 г.

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ
(зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции

**109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

Зав. редакцией *Б. Д. Гриль*

Технический редактор *Е. А. Проценко*

Сдано в набор 07.05.80 Подписано к печати 22.04.80 Т-08514 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Уч.-изд. л. 12,2 Бум. л. 4,0 Тираж 1960 экз. Зак. 4923

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10

А 167
АВИАЦИОННЫЙ ПЕР 8-54
КУРЕНКОВУ С А
70228

Цена 1 р. 20 к.
Индекс 70228

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

готовит к выпуску в 1980 г. книгу

«ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ» (объяснительная записка), объемом 15 п. л. и красочную тектоническую карту Северной Евразии на 10 листах, масштаба 1 : 5.000.000

Ориентировочная цена комплекта 6 руб. 50 коп.

В книге рассматривается геосинклинальный процесс как превращение океанов геологического прошлого в континенты с образованием базальтового и гранитного слоев, т. е. преобразованием океанической коры в континентальную. Время и способ становления последней заложены в принципы районирования карты. Книга и карта существенно развивают теоретическую тектонику и имеют большое значение для металлогенического прогнозирования. Они представляют интерес широкому кругу специалистов, работающих в области наук о Земле.

Заказы просим направлять по адресу:

117192 Москва В-192, Мичуринский проспект, 12, магазин «Академкнига» № 3.

Геотектоника, 1980, № 3



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»