

В. Мушарович

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

2

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1971

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАРТ — АПРЕЛЬ

МОСКВА

№ 2, 1971 г.

СОДЕРЖАНИЕ

✓	А. М. Карасик. Магнитные аномалии океана и гипотеза разрастания океанического дна	3
✓	В. Г. Казьмин. К проблеме «альпийского меланжа»	19
	Г. А. Смирнов. К истории тектонического развития Урала по данным литолого-фациальных исследований	29
	Е. Н. Алтухов, А. Д. Смирнов. Об Агинской структуре Забайкалья	38
✓	С. Е. Апрельков. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки	47
✓	Е. Н. Петров. Некоторые особенности тектонического строения северо-западной части котловины Японского моря	62
	В. И. Шевченко. Соотношение структуры древних и юрских толщ Центрального Кавказа на примере Зылгинского массива	70
	А. К. Михалев. К вопросу о природе поперечных сбросов в срединных районах Донецкого бассейна	79
	Н. В. Лукина. О структурах поверхности фундамента юго-западного Гиссара	84
	С. Г. Самыгин, В. Г. Третьяков. О соотношениях Чингизского разлома с фундаментом Алакольской впадины и Джунгарским разломом (Восточный Казахстан)	89
	Ю. М. Бутковский, И. А. Мануйлова, А. М. Стрижова. Соляная и новейшая тектоника северо-восточной части междуречья Урала и Большого Узеня	95
	М. Л. Белеловский, В. И. Седлецкий, В. С. Коробка. О соляной тектонике мегантиклинали юго-западного Гиссара и Афгано-Таджикской впадины	102

Краткие сообщения

	Л. Н. Куклей. Пример наложения складчатостей в беломорском комплексе (Кольский полуостров)	115
	Ю. Я. Потапенко, В. И. Огородникова. Строение фундамента Северного Кавказа в районе междуречья Кубани и Баксана	118

Критика и дискуссии

	Г. С. Поршняков. О проблемах тектоники Южного Тянь-Шаня (Ответ на критические статьи Д. П. Резвого, 1969 г.)	121
--	---	-----

Хроника

	Сессия рабочей группы редакционного комитета Международной тектонической карты Европы масштаба 1 : 25 000 000 (Москва, 22—26 июня 1970 г.)	126
--	--	-----

GEOTECTONICS

MARCH — APRIL

MOSCOW

№ 2, 1971 r.

CONTENTS

A. M. Karasik. Magnetic anomalies of the ocean and hypothesis of the oceanic bottom spreading	3
V. G. Kazmin. On problem of the Alpine «mélange»	19
G. A. Smirnov. On development history of the Urals according to lithology-facies data	29
E. N. Altukhov, A. D. Smirnov. On the structure of Aghisk Transbaikalia	38
S. A. Aprelkov. Tectonics and history of volcanism of Southern Kamchatka	47
E. N. Petrov. Certain tectonic structure peculiarities of the northern part of the Japan Sea basin	62
V. I. Shevchenko. Relations between old basement and Jurassic strata of the Central Caucasus on the example of the Zylgin massif	70
A. K. Mikhalev. On the transverse normal faults in the middle of the Donets basin	79
N. V. Lukina. On structures of the basement surface of the south-west Ghissar	84
S. G. Samygin, V. G. Tretjakov. On relations between the Chingiz fault, the basement of the Alakol depression and Dzhungarian fault (East Kazakhstan)	89
Yu. M. Butkovsky, I. A. Manuilova, A. M. Strizhova. Salt tectonics and neotectonics of the north-eastern part of the Ural and Bolshoy Uzen interfluve	95
M. L. Belelovsky, V. I. Sedletsky, V. S. Korobka. On salt tectonics of meganticline of the south-west Ghissar and Afgano-Tadjik depression	102

Short communications

L. N. Kuklei. An example of folding superposition in the White Sea complex (the Kola peninsula)	115
Yu. A. Potapenko, V. I. Ogorodnikova. Tectonic of the basement in the area of the Kuban and Baksan rivers	118

Criticism and discussion

G. S. Porshnyakov. On problems of the South Tien Shan tectonics (a reply to critical papers by D. P. Rezvoy, 1969)	121
--	-----

Chronicle

Session of the Working Group of the Editorial committee of the international Tectonic Map of Europe, scale 1 : 25 000 000 (Moscow, June 22—26, 1970)	126
--	-----

УДК 551.24+550.380(26)

А. М. КАРАСИК**МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ ОКЕАНА И ГИПОТЕЗА РАЗРАСТАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО ДНА**

Исследования аномального магнитного поля, проведенные за последние десятилетия на акватории Мирового океана, привели к открытию уникальной полосчатой структуры его магнитного поля.

Результаты интерпретации магнитного поля океанов рассматриваются многими морскими геологами и геофизиками как одно из сильнейших подтверждений, выдвинутых в последние годы неомобилистских гипотез и, в первую очередь, гипотезы разрастания (раздвижения) океанического дна.

Поскольку принятие такой точки зрения приводит к весьма важным последствиям для многих отраслей науки о Земле и, в первую очередь, для геотектоники, возникает настоятельная необходимость, с одной стороны, рассмотреть справедливость и корректность широко распространенного истолкования магнитных аномалий океана в духе разрастания океанического дна и, с другой стороны, оценить возможности иных предложенных объяснений, которые базируются на традиционных представлениях, вполне успешно используемых при интерпретации магнитных аномалий на материках.

Рассмотрению этих вопросов и посвящена настоящая работа.

СТРУКТУРА АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

В настоящее время источником сведений об аномальном магнитном поле океанов являются материалы гидро- и аэромагнитных исследований различного характера. Обширные площади в северо-восточной части Тихого океана, в Северной Атлантике, в Северном Ледовитом океане и в других районах охвачены систематическими региональными площадными съемками. На многочисленных небольших участках акватории проведены крупномасштабные, как правило, комплексные исследования, которые позволяют дать детальную геолого-геофизическую характеристику отдельных структур океанического дна. Маршрутные магнитные измерения по отдельным, обычно далеко отстоящим друг от друга профилям, выполняются либо специально [шхуна «Заря» (Иванов, 1966), проект «Магнит»], либо попутно с промером.

В настоящее время наиболее полно изучены срединно-океанические хребты и непосредственно прилегающие к ним участки глубоководного ложа. Как известно, интенсивность и конфигурация аномалий среди прочих факторов определяются простираем намагниченного тела и наклоном геомагнитного поля. Срединные хребты, будучи развиты во всех океанах, располагаются практически на всех широтах и имеют самые различные простирания. В силу одних лишь этих причин магнитному полю мировой системы срединно-океанических хребтов в целом должен быть свойствен широкий диапазон изменений интенсивности и конфигурации аномалий. Несмотря на это предсказываемое теорией и существующее в действительности большое разнообразие облика аномалий, анализ материалов, представляемых обычно в виде карт и профилей аномальных приращений модуля полного вектора геомагнитного поля, позволяет выделить ряд типичных признаков, присущих магнитным аномалиям мировой системы срединно-океанических хребтов.

1. Структура аномального магнитного поля анизотропна и образована системой линейных параллельных аномалий, ориентированных по простиранию оси срединного хребта (рис. 1). Генеральное единство простираний и взаимная параллельность аномалий прослеживаются на расстоянии до 3000 км от оси хребта (Восточно-Тихоокеанское поднятие).

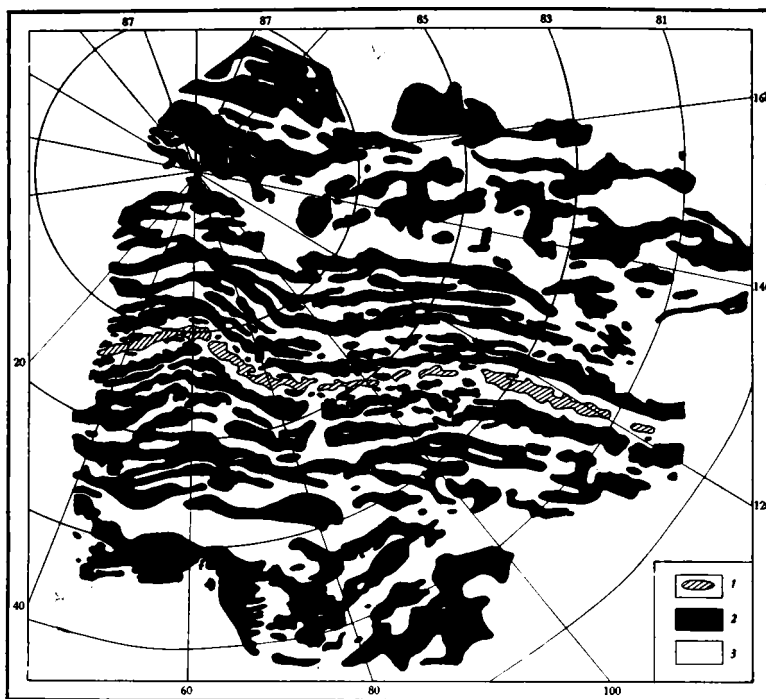


Рис. 1. Карта магнитных аномалий (ΔT)_a Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана
1 — рифтовая аномалия; 2 — $(\Delta T)_a > 0$; 3 — $(\Delta T)_a < 0$

Непрерывность аномалий в ряде мест нарушена по слабо изогнутым линиям, которые, как правило, ориентированы перпендикулярно оси срединного хребта в месте пересечения с нею. Эти нарушения, интерпретируемые как разломы или зоны разломов океанического дна, выделяются обычно по смещениям аномальных контуров по разные стороны разлома, сопровождающимся резким изменением интенсивности аномалий непосредственно на самом разломе.

В рельефе дна зонам разломов, как правило, отвечают крупные поперечно ориентированные формы рельефа, чаще всего симметричные или асимметричные хребты, сопровождающиеся с одной или с обеих сторон вытянутой впадиной. Таковы, например, зоны разломов Мендосино, Пайонир, Меррей, Сервейор, Элтанин — в Тихом океане; Романш, Вима, Чарли — в Атлантическом; Амстердам и Оуэн — в Индийском; безымянный разлом, увенчанный горой им. Ленинского комсомола, — в Северном Ледовитом океане и многие другие.

Наряду с описанными существуют разломы другого типа, изученные, по-видимому, значительно менее полно. Выделяемые по изменению интенсивности и некоторой перестройке структуры поля и не сопровождающиеся смещением аномальных контуров, эти разломы имеют более скромное морфологическое выражение, проявляясь в виде пар (или цепочек) подводных гор и вулканов, которые располагаются на гребнях срединных хребтов по разные стороны рифтовой долины и могут образовывать ее

перемычки, обуславливая эшелонированный характер рифта (Loncagevic et al., 1966; Карасик, 1968).

2. Аномальное поле срединных хребтов знакопеременно и представляет собой последовательность положительных и отрицательных значений (ΔT_a), сменяющих друг друга в виде полос по всей ширине структуры

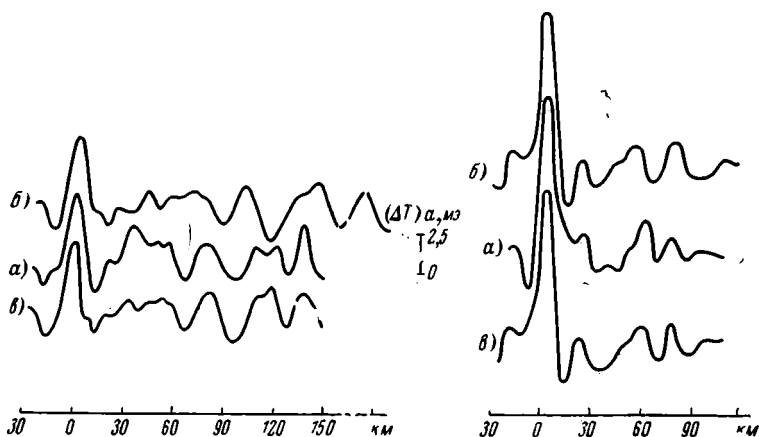


Рис. 2. Билатеральная физическая симметрия профилей аномального магнитного поля на рифтовом хребте Гаккеля (Северный Ледовитый океан):

а — наблюдаемый профиль, правая половина; б — обращенный наблюдаемый профиль, левая половина; в — обращенный наблюдаемый профиль, левая половина, после некоторой корректуры горизонтального масштаба

поля. Эта особенность поля, непосредственно связанная с природой магнетизма пород океанического дна, заслуживает более подробного рассмотрения.

Знакопеременность аномалий срединных хребтов предопределена самим способом разделения на нормальную и аномальную составляющие путем сглаживания наблюдаемого поля, и это дало основание некоторым исследователям (Peter, 1966) оспаривать знакопеременность аномального поля океана. Однако в подавляющем большинстве случаев размах аномалий превосходит вероятную ошибку определения уровня нормального поля, и это подтверждает различие знака океанических аномалий.

Но значительно важнее то обстоятельство, что сам облик отрицательных аномалий, как правило, не позволяет рассматривать их только как сопутствующие положительным пикам минимумы, которые отражали бы влияние нижних кромок прямо намагниченных тел. Поэтому естественно предположить, что отрицательные аномалии соответствуют обратно намагниченным породам океанического дна. В пользу этого предположения свидетельствует и опыт количественной интерпретации аномалий. Попытки объяснить аномалии над срединными хребтами с помощью только индуктивной намагниченности неизменно приводят к таким расчетным значениям кажущейся восприимчивости, которые выходят за рамки установленного диапазона магнитной восприимчивости пород океанического дна (Vine, 1966). Анализируя материалы детальной съемки, выполненной на гребне Карлсбергского хребта, Дж. Канн и Ф. Вайн (Cann, Vine, 1966) выделили магнитные аномалии отдельных форм рельефа и установили, что среди этих форм рельефа встречаются как прямо, так и обратно намагниченные.

Все это дает основание считать, что над срединными хребтами положительные и отрицательные аномалии являются равноправными, а их

источники с одинаковой априорной вероятностью могут быть представлены прямо и обратно намагниченными телами.

3. Следующая характерная особенность магнитного поля срединных хребтов состоит в наличии отчетливой осевой аномалии, приуроченной к оси хребта. Над рифтовыми долинами в высоких и средних широтах осевая аномалия обычно резко отличается от окружающих своей повышенной интенсивностью (рис. 2); над Восточно-Тихоокеанским поднятием, лишенным рифтовой долины, она не выделяется по интенсивности

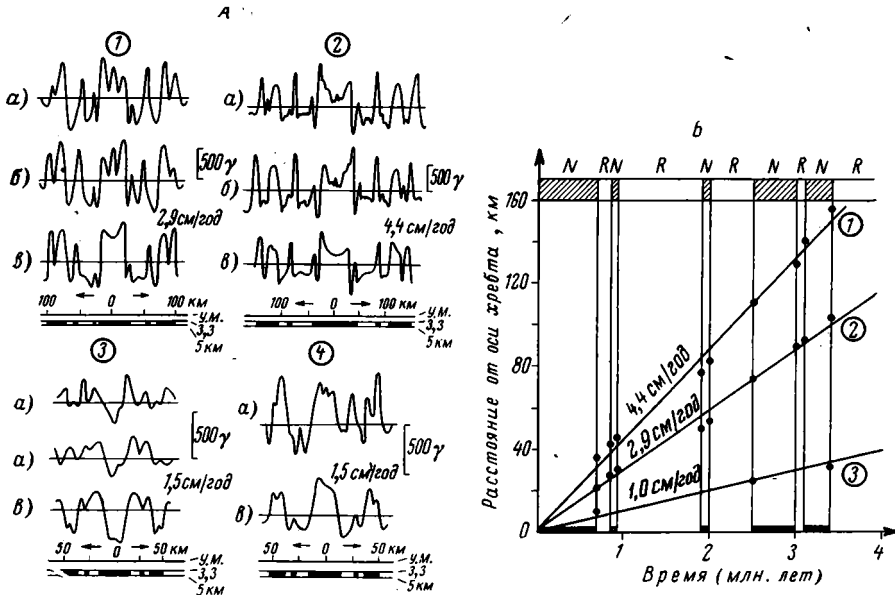


Рис. 3. Осевые зоны аномального магнитного поля различных срединных хребтов (по Vine, 1966)

А. Сопоставление наблюдаемых и теоретических аномалий (ΔT): *а* — наблюдаемые профили; *б* — обращенные наблюдаемые профили (наблюдаемые профили изображены в обратном направлении); *в* — расчетные профили; внизу показаны модели инверсионного слоя при соответствующих скоростях разрастания: черные полосы — прямо намагниченные блоки пород, белые промежутки между ними — обратно намагниченные блоки. У. М. — уровень моря, 1 — Хребет Хуан де-Фука, 46° с. ш.; 2 — Восточно-Тихоокеанское поднятие, 51° ю. ш.; 3 — Северо-западная часть Индийского океана, 5° с. ш.; 4 — Южная Атлантика, 38° с. ш.
Б. Зависимость между расстоянием полосчатых аномалий от осей хребтов и возрастом последовательных инверсий геомагнитного поля. 1 — Восточно-Тихоокеанское поднятие; 2 — Хребет Хуан де-Фука; 3 — Хребет Рейкьянес. Черные полосы на шкале абсцисс — периоды прямой полярности главного геомагнитного поля по палеомагнитным данным. Вверху — заштрихованы протяженности положительных аномалий (N), незаштрихованы — отрицательных аномалий (R)

среди соседних и проявляется прежде всего как ось симметрии (см. далее). На всех срединных поднятиях появление осевой аномалии успешно объясняется существованием прямо намагниченного тела, залегающего на небольшой глубине под дном океана на оси хребта (Heirtzler, le Pichon, 1965; Lopcarevic et al., 1966; Vine, 1966).

Осевая аномалия может отсутствовать над ныне не активными срединными хребтами; в области вырождения срединных хребтов, например, в южной части Срединно-Арктического хребта (Карасик, 1968), и в местах пересечения хребта зонами разломов (Heirtzler, Le Pichon, 1965). Несмотря на это, осевая аномалия является таким же устойчивым диагностическим признаком оси активного срединного хребта, как и его повышенная сейсмичность, слой с сейсмической скоростью $7,3-7,9$ км/сек и повышенный тепловой поток. Благодаря этому аэромагнитная съемка оказывается средством быстрого обнаружения и прослеживания неизвестных срединных хребтов, примером чего может служить история откры-

тия и изучения подводного Срединно-Арктического хребта — хребта Гаккеля (Деменицкая и др., 1962, 1964, 1967; Рассохо и др., 1967; Карасик, 1968).

4. Структура поля генерально однородна. За исключением осевой аномалии и относительно немногочисленных локальных пиков, связанных с отдельными подводными горами или зонами разломов, магнитные аномалии характеризуются относительно узким диапазоном изменения

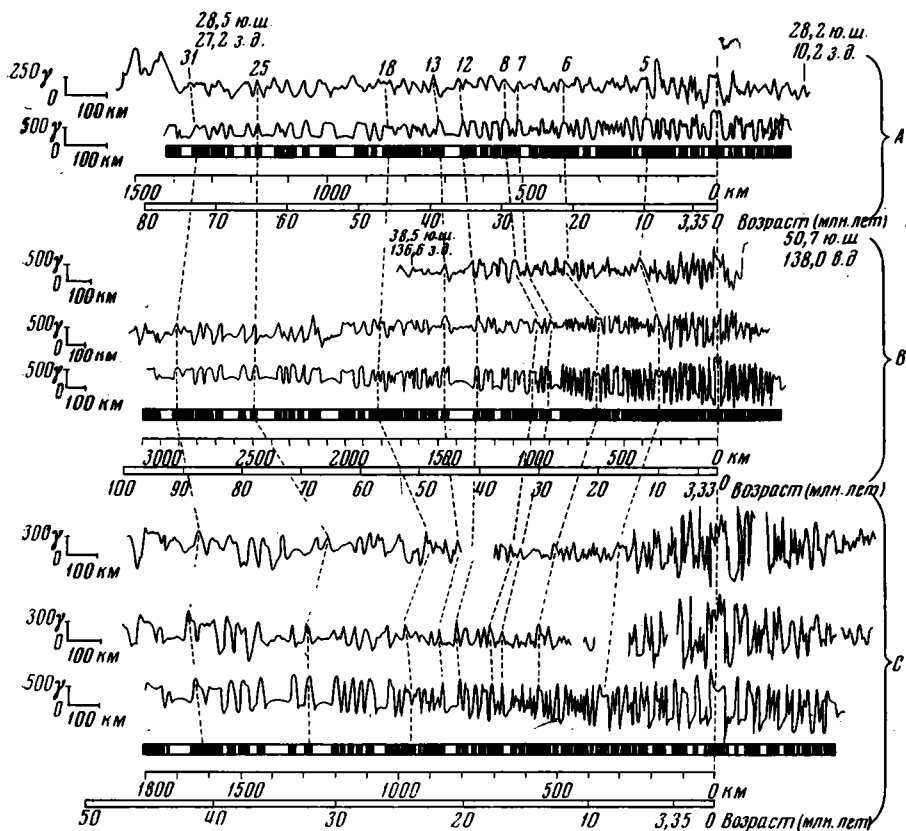


Рис. 4. Профили аномального магнитного поля из различных океанов, их взаимная корреляция и сопоставление с теоретическими профилями, рассчитанными для модели Хейтцлера и др. (Heirtzler et al., 1968)

А — Южная Атлантика (вверху — профиль V—20, под ним — теоретический профиль для инверсионной модели; внизу — возраст аномалий в млн. лет); В — Индийский океан (верхний профиль, V—16), северная часть Тихого океана (средний профиль); остальные обозначения те же, что и в А; С — южная часть Тихого океана (вверху — профиль 1—6, под ним — профиль EL—18S). Остальные обозначения те же, что и в А. Вверху рисунка — нумерация аномалий в ламонтской системе. З. Р. — зона разлома

амплитуд и длин волн, образуя генерально однородную структуру поля, границы которой, как правило, уверенно выделяются по изменению характера поля. Средняя интенсивность аномалий в целом подчинена расположению структуры в системе геомагнитных координат, однако отдельные регионы обнаруживают заметные отклонения от этой закономерности. Так, активные срединные хребты Северного Ледовитого океана характеризуются относительно низкой средней интенсивностью поля (Ostenso, 1968; Карасик, 1968).

5. Структура поля зональна. При генеральной однородности отчетливо видны отдельные зоны, которые отличаются интенсивностью и коррелированностью аномалий. Обычно выделяют (Vine, 1966; Карасик, 1968) осевую зону интенсивных короткопериодных аномалий, которая приуро-

чена к гребню хребта (см. рис. 2, рис. 3, 4); фланговую зону менее интенсивных и более длиннопериодных аномалий, совпадающую со склоном хребта, и, наконец, окраинную зону более интенсивных и длиннопериодных аномалий, которая расположена в области подножий хребта. Перечисленные зоны распределены симметрично относительно оси хребта, а ширина зон тем больше, чем шире структура аномального поля в целом.

На отдельных срединных хребтах (например, к северу от Исландии и в Индийском океане) могут отсутствовать части зон и даже целые зоны, а также может быть иной, чем указано выше, геоморфологическая приуроченность отдельных зон, однако существование несколько различающихся по спектральному составу частей структуры поля устанавливается практически на всех развитых срединных хребтах (см. рис. 4).

6. Замечательной особенностью поля срединных хребтов является его упорядоченность, регулярность, состоящая в закономерном последовательном расположении характерных элементов структуры относительно оси хребта и друг относительно друга. Совокупность аномалий по всей ширине структуры поддается идентификации путем введения некоторой произвольной нумерации: либо полной, когда каждой аномалии присваивается свой номер, либо избирательной, когда оцифровываются лишь отдельные, наиболее характерные аномалии (Heirtzler et al., 1968). Рассматривая профили магнитных аномалий над срединными хребтами, находящимися в самых различных районах земного шара, но имеющими близкие простирания в геомагнитные широты, можно убедиться в их сильном сходстве и даже полном подобии (см. рис. 3, А, верхняя половина). Различие ограничивается в основном лишь несовпадением горизонтального и вертикального масштабов профилей, но не затрагивает самой внутренней закономерной структуры поля.

Благодаря этому удается прокоррелировать магнитные аномалии над срединными хребтами на протяжении многих тысяч километров, несмотря на наличие многочисленных зон разломов (см. рис. 4). Непрерывность аномалий по разные стороны зоны разлома, как правило, может быть полностью восстановлена путем относительного перемещения всей структуры поля как целого, а требуемая для этого амплитуда и знак смещения являются характеристиками зоны разлома (Менард, 1966).

Корреляция одноименных аномалий позволяет проследить региональные изменения структуры поля. Так, по разные стороны зоны разлома расстояния одноименных аномалий от оси хребта либо совсем не изменяются, либо незначительно изменяются в одной и той же пропорции. Аналогичное соотношение наблюдается при сравнении осевых зон различных хребтов, для которых масштабы подобных кривых аномального поля связаны постоянным коэффициентом (см. рис. 3, А, верхняя половина). Наконец, для отрезков профилей, относящихся к внешним зонам, отношение расстояний одноименных аномалий от оси хребта остается неизменным в пределах самого хребта, но неодинаково на разных хребтах, плавно увеличиваясь или уменьшаясь по мере удаления от их осей (рис. 5).

7. Еще одной замечательной особенностью срединных хребтов является билатеральная физическая симметрия магнитных аномалий, выражающаяся в том, что одноименные аномалии располагаются по разные стороны, но на приблизительно или строго одинаковом расстоянии от оси (см. рис. 2, 3, А). Степень симметрии поля не одинакова в различных районах. На меридиональных срединных хребтах вне экваториальной области физическая симметрия может приобретать форму почти идеальной, геометрической симметрии, указывая на близкое к строго симметричному, относительно оси, распределение источников аномалий внутри магнитоактивного слоя. В таких случаях симметрия обнаруживается при простом сопоставлении обеих половин профиля или карты без привлечения каких-либо математических методов анализа морфологии поля.

На срединных хребтах, нарушенных многочисленными, близко расположенными зонами разломов, симметрия может быть полностью или частично утрачена. Наконец, в низких и средних широтах это свойство структуры поля может вообще не проявиться, ибо при неблагоприятных простираниях даже строго симметрично распределенные источники создают несимметричные магнитные аномалии. В таких случаях подбор модели магнитоактивного слоя неизменно подтверждает генеральную билатеральную симметрию источников аномального поля.

Таким образом, несмотря на разнообразие облика аномалий, обусловленное глобальным характером и региональными особенностями ми-

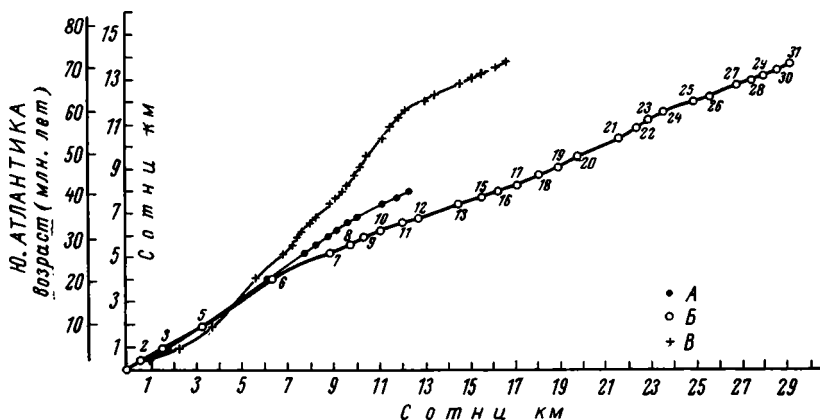


Рис. 5. Зависимость между расстоянием отдельных аномалий от оси хребта в Южной Атлантике (по профилю V—20) и в южной части Индийского (A), северной части Тихого (B) и южной части Тихого (C) океанов. Цифры у кривых — номера аномалий в ламонтской системе (по Heirtzler et al., 1968)

ровой системы срединно-океанических хребтов, примеры которых были приведены выше, ее аномальное поле характеризуется однотипной, а в основных чертах — тождественной структурой, которая свидетельствует о единстве и глобальных масштабах механизма формирования магнитоактивного слоя.

Для определения принадлежности магнитного поля того или иного района Мирового океана к рассмотренному океаническому типу можно использовать установленную выше полную систему признаков, в которой первые пять признаков можно рассматривать как необходимые, а два последних — упорядоченность и билатеральную симметрию — как достаточные.

Действительно, признаки океанической структуры поля полностью или частично обнаружены также в ряде районов Мирового океана, которые не являются срединными хребтами: в районе зоны разлома Галапагос (Herron, Heirtzler, 1967; Raff, 1968), между Алеутскими и Гавайскими островами (Elvers et al., 1967), к югу от центральной части Алеутской дуги (Hayes, Heirtzler, 1968) и в Аляскинском заливе (Pitman, Hayes, 1968). Близкие по облику, хотя и не поддающиеся прямой корреляции с полем срединных хребтов линейные аномалии выявлены к востоку от Японии и Курильских островов (Соловьев, 1961; Uyeda et al., 1967). По данным Гриффитса и др. (Griffiths et al., 1964) и Института геологии Арктики (Трубятчинский и др., 1970), полосчатые знакопеременные аномалии, нарушенные системой ортогональных к ним разломов, развиты в проливе Дрейка, между Южной Америкой и Антарктическим полуостровом. Число примеров можно было бы умножить, но достаточно напомнить, что в данном выше описании поля срединных хребтов к этой

категории были отнесены аномалии абиссальных котловин Нансена и Амундсена в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана (см. рис. 1).

Таким образом, область развития полосчатого, знакопеременного, упорядоченного и симметричного магнитного поля в Мировом океане значительно обширнее площади, занимаемой срединными хребтами. Наряду с этим имеются весьма значительные по размерам районы, где океаническая структура поля отсутствует. На возможных причинах этого мы остановимся далее, пока же важно отметить, что весь опыт изучения магнитного поля океанов является убедительной иллюстрацией того, как площадь, занятая полосчатой структурой поля, постепенно увеличивалась за счет сокращения белых пятен на акватории океана.

Океаническая структура поля принципиально отличается от материковой. При сравнении отдельных океанических и материковых аномалий, рассматриваемых вне структуры поля в целом, никакого различия между ними может и не быть. Но это может указывать лишь на то, что диапазоны изменения свойств источников — элементов залегания и намагниченности слагающих их пород — в условиях океанов и материков перекрываются¹.

Различие аномальных полей материков и океанов становится очевидным при сопоставлении структур аномального поля.

Аномальное поле под материками отличается большим разнообразием: как известно, районам с различным геологическим строением соответствуют различные магнитные поля. Но даже если отвлечься от крупной неоднородности структуры поля над материками, в целом отражающей неоднородность строения материковой коры, то даже в отдельных районах материка все равно не удастся найти сколько-нибудь полной аналогии океанической структуры поля.

В некоторых материковых районах обнаруживаются отдельные черты такого сходства; полосчатость и знакопеременность, смещения аномальных контуров по зонам разломов, а иногда — в небольших пределах — даже грубая симметрия или упорядоченность пород. Однако масштабы этих редких проявлений сходства невелики, и до настоящего времени на материках ни в одном случае не выявлена структура поля, обладающая такой совокупностью признаков, которая позволяла бы рассматривать ее как океаническую.

Различие характера аномального магнитного поля материков и океанов означает, что механизмы формирования и строение магнитоактивного слоя в условиях материковой и океанической коры безусловно различны. Поэтому при поисках причин образования уникальной океанической структуры поля опыт интерпретации магнитных аномалий материков оказывается недостаточным. Любое истолкование аномального поля океанов должно объяснять появление всей совокупности его признаков океанического поля, которые образуют таким образом жесткий критерий для оценки справедливости предложенных гипотез.

¹ Нельзя считать свидетельством сходства океанических и материковых аномалий также и близость статистических параметров — дисперсии и радиуса корреляции аномального поля, рассчитываемых по длинным сводным магнитным профилям, ибо применяя методы математической статистики для характеристики свойств поля, не следует забывать, что при этом игнорируется важнейшая особенность распределения аномалий в океанах — его детерминированный характер, который находит отражение в упорядоченности и симметрии поля. Кроме того, имея целью охарактеризовать случайное поле, т. е. случайную функцию трех координат, нельзя делать обоснованных выводов о ее структуре по статистическим свойствам лишь одномерной случайно ориентированной реализации.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ АНОМАЛЬНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Рассматривая многочисленные, предложенные в различное время объяснения океанической структуры магнитного поля, приходится констатировать, что подавляющее число выдвинутых гипотез оказалось не в состоянии удовлетворительно объяснить всю совокупность отмеченных признаков.

Так, опираясь на результаты детальных геолого-геофизических исследований на гребне Срединно-Атлантического хребта (22° с. ш.), при которых были установлены очевидные проявления процессов метаморфизма, Т. ван Андел и Г. Боуэн (van Andel, Bowin, 1968) объяснили грубую симметрию структуры аномального магнитного поля одновременным наступлением фронта метаморфизма в обе стороны от рифтовой трещины. Эта интерпретация, подкупающая своей геологической конкретностью и обоснованностью, в то же время оказывается неприемлемой в качестве общей гипотезы происхождения океанического аномального поля, ибо она не объясняет причин глобальной упорядоченности поля и заведомо приложима лишь к рифтовым хребтам, которые не исчерпывают всего разнообразия мировой системы срединно-океанических хребтов.

До настоящего времени, по-видимому, не утратила значения гипотеза, связывающая возникновение структуры магнитных аномалий с образованием системы разрывных нарушений океанического дна (Peter, 1966).

В этой интерпретации линейные положительные аномалии соответствуют разломам, заполненным породами с повышенной намагниченностью, и полосчатость аномалий получает таким образом простое и наглядное объяснение, находящееся к тому же в полном соответствии с успешным опытом интерпретации узких линейных аномалий на суше. В пользу такого подхода свидетельствует также и несомненная «разломная» природа осевой аномалии, которая устанавливается по независимым данным.

Однако рассматриваемая гипотеза пока что не в состоянии объяснить всех наблюдаемых особенностей поля, и, в частности, его упорядоченности и симметрии. Эти свойства поля выдвигают механически трудно разрешимую проблему возникновения глобальной системы параллельных разломов, протягивающихся на десятки тысяч километров и расположенных симметрично относительно оси хребта и в определенном ритме, который совпадает с ритмом инверсий геомагнитного поля. Если бы эту проблему удалось решить, то гипотеза смогла бы конкурировать с другими предложенными объяснениями поля и, по-видимому, вновь привлечь сторонников, которых она сейчас постепенно теряет. Однако нынешнее состояние вопроса, не позволяя окончательно отвергнуть гипотезу разломного происхождения океанических аномалий, вынуждает считать ее весьма маловероятной.

По степени разработанности и распространенности эта и другие, ныне оставленные концепции значительно уступают гипотезе Вайна — Мэтьюза (Vine, Matthews, 1963; Vine, Wilson, 1965; Vine, 1966), которая представляет собой следствие и дальнейшее развитие гипотезы разрастания океанического дна (sea-floor spreading).

Появление гипотезы разрастания океанического дна в 1961—1962 гг. (Дитц, 1964; Dietz, 1961; Hess, 1962) было подготовлено предшествовавшим бурным развитием морских геологических и геофизических исследований, которые привели к установлению множества новых фактов — прежде всего в области геофизики и морфологии океанического дна, — не находивших удовлетворительного объяснения в рамках существовавших геотектонических концепций.

Основным содержанием этой гипотезы является представление о поступлении вещества из недр Земли по трещинам, пересекающим гребни

срединных поднятий, о латеральном переносе этого вещества в разные стороны от оси поднятия под влиянием конвективных течений в мантии и, таким образом, о непрерывном разрастании, обновлении океанического дна, возраст которого должен быть тем старше, чем дальше оно расположено от гребня поднятия.

Гипотеза Вайна — Мэтьюза рассматривает геомагнитный аспект этого процесса, который совершается в условиях регулярных инверсий главного геомагнитного поля. Если новообразующееся вещество базальтового состава, охлаждаясь при подъеме и проходя при этом через свою температуру Кюри, приобретает остаточную намагниченность при различных полярностях геомагнитного поля и затем сохраняет ее при последующих движениях, то результатом этого процесса со временем, после нескольких инверсий, явится формирование магнитоактивного слоя, который будет состоять из симметричной относительно оси поднятия последовательности прямо и обратно намагниченных тел, причем в центре этой последовательности, на оси поднятия, расположится прямо намагниченное тело, соответствующее современному направлению геомагнитного поля. Породы такого гипотетического магнитоактивного слоя — будем называть его инверсионным — могут быть подобны во всех отношениях, кроме направления вектора естественной остаточной намагниченности, которое зависит от знака главного геомагнитного поля во время охлаждения породы через температуру Кюри.

Таким образом, гипотеза Вайна — Мэтьюза в качестве теоретических оснований имеет следующие представления (Vine, 1966): а) теорию инверсий главного геомагнитного поля; б) представление о преобладании остаточной составляющей в суммарной намагниченности пород океанического дна; г) гипотезу разрастания океанического дна.

Что касается теории инверсий главного геомагнитного поля, то, принимая во внимание результаты исследований намагниченности материковых пород и глубоководных осадков, ее можно считать в настоящее время полностью и окончательно доказанной (Храмов, Шолпо, 1967; Яновский, 1964). Более того, определения возраста лав калий-аргоновым методом позволили точно восстановить историю инверсий геомагнитного поля за последние 4 млн. лет (см. рис. 2, Б), в которой существовали периоды различной полярности поля, (Cox et al., 1967).

Определения магнитных свойств базальтов, поднятых при драгировании в различных районах океана, в настоящее время проведены на нескольких сотнях образцов. Все они неизменно указывают на то, что океанические и континентальные базальты характеризуются близкими средними значениями магнитной восприимчивости и сильно различающимися средними значениями естественной остаточной намагниченности, причем у океанических пород последняя превышает индуктивную в десятки раз.

В пользу представлений о палеомагнитной природе магнетизма океанического дна свидетельствуют также определения намагниченности ориентированных базальтов из экспериментальной скважины EM-7 (Cox, Doell, 1962), при которых была обнаружена обратная намагниченность образцов. Однако для окончательного решения вопроса необходимы обширные и представительные измерения на ориентированном каменном материале, который должен быть извлечен из недр магнитоактивного слоя. До этого вполне уместны сомнения, если не в отношении преобладания остаточной, в том числе обратной намагниченности, то по поводу количественной репрезентативности имеющихся ныне данных для всей толщи магнитоактивного слоя.

Итак, необходимым условием для принятия гипотезы Вайна — Мэтьюза является доказательство справедливости гипотезы разрастания океанического дна. Однако, исходя из взаимного соотношения этих концепций, естественнее было бы проверять геотектоническую гипотезу по ее

геофизическому следствию, т. е. искать подтверждение разрастания океанического дна в пригодности инверсионной модели магнитоактивного слоя для объяснения магнитных аномалий. Именно так и обстоит дело с проверкой этих предположений на практике.

Как следует из гипотезы Вайна — Мэтьюза, структура инверсионного слоя должна определяться возрастом инверсий геомагнитного поля. Это следствие поддается прямой проверке. Сопоставление расстояний магнитных аномалий от оси хребта с независимой временной палеомагнитной шкалой различных полярностей геомагнитного поля (см. рис. 3, Б) показывает, что ритм в расположении положительных и отрицательных аномалий осевой зоны хребтов Рейкъянес, Хуан де-Фука и Восточно-Тихоокеанского поднятия строго совпадает с ритмом инверсий, т. е. оказывается именно таким, каким он должен быть согласно гипотезе (Vine, 1966). Этот результат, неизменно получавшийся также при анализе поля других срединных хребтов, безусловно не является случайным совпадением. Он раскрывает конкретное содержание отмененного выше признака структуры океанического магнитного поля — его упорядоченности — и создает предпосылки для проведения более тщательной проверки гипотезы на основе подбора моделей инверсионного магнитоактивного слоя.

При построении таких моделей границы между противоположно намагниченными телами считаются вертикальными и располагаются в соответствии с возрастом инверсий геомагнитного поля. Абсолютная величина намагниченности центрального тела принимается вдвое больше, чем у остальных тел, для которых обычно используется значение 5×10^{-3} ед. СГС. Верхнюю кромку намагниченных тел отождествляют с генерализованной поверхностью коренного рельефа, а вертикальную мощность магнитоактивного слоя полагают равной 1,5—2,0 км, хотя это условие не является критическим и можно использовать иное соотношение между намагниченностью и мощностью слоя.

Такой выбор параметров модели содержит минимальный произвол. Единственное принудительное условие, наложенное на намагниченность центрального блока, находит объяснение при рассмотрении механизма формирования намагниченных тел на оси срединного поднятия. Если внедрение даек, образующих в совокупности намагниченное тело, происходит не строго по оси хребта, а с некоторым разбросом относительно него, то контаминация ранее образовавшихся боковых тел дайками противоположной намагниченности, в сочетании с совпадением знака намагниченности даек, образующих центральное тело, может дать постулируемое соотношение намагниченности (Vine, 1966). Оценки вероятного разброса даек относительно оси поднятия в предположении нормального закона распределения мест их внедрения дали величину стандартного отклонения 3—5 км (Matthews, Bath, 1967; Harrison, 1968). Предлагались и другие объяснения повышенной интенсивности осевой аномалии (Harrison, 1968).

Поскольку расстояния аномалий от оси хребта пропорциональны возрастам инверсий геомагнитного поля, коэффициент пропорциональности имеет размерность скорости и физический смысл скорости отодвижения источников аномалий от оси хребта (скорости разрастания). Поэтому модели магнитоактивного слоя на гребнях различных срединных хребтов могут отличаться друг от друга горизонтальными размерами намагниченных тел, т. е. горизонтальными масштабами.

Результаты подбора горизонтального масштаба осевой зоны описанной модели магнитоактивного слоя, с одной стороны, дают хорошее соответствие наблюдаемых и расчетных, т. е. модельных аномалий и, с другой стороны, указывают на несовпадение скоростей разрастания на различных срединных хребтах по крайней мере в последние 4 млн. лет (см. рис. 3). (Pitman, Heirtzler, 1966; Vine, 1966).

Успешная интерпретация поля в осевой зоне стимулировала дальнейшие попытки проверки гипотезы на основе экстраполяции шкалы

инверсий геомагнитного поля в прошлое, за пределы отрезка шкалы, датированного калий-аргоновым методом (Dickson et al., 1968; Le Pichon, Heirtzler, 1968; Pitman et al., 1968).

Вне осевой зоны использованы однотипные модели магнитоактивного слоя, которые получены путем нелинейных трансформаций горизонтального масштаба модели, подобранной для северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия по профилю аномального поля (Heirtzler, et al., 1968). Степень соответствия наблюдаемых и расчетных аномалий следует признать весьма высокой (см. рис. 4), хотя все же могут возникнуть сомнения в корректности такого частичного изменения внутренней структуры модели вне осевой зоны. Однако в пользу его правомерности свидетельствует то, что относительные изменения горизонтального масштаба той или иной модели несут не скачкообразный, а плавный характер, отвечающий наблюдаемому изменению расстояния отдельных аномалий от оси хребта (см. рис. 5), т. е. произведены не произвольно, а в соответствии с закономерностями самой структуры поля.

Таким образом, во всех без исключения случаях с помощью одной модели удалось воспроизвести наблюдаемое распределение аномалий, варьируя лишь горизонтальный масштаб магнитоактивного слоя отдельных срединных хребтов. Этот результат убедительно свидетельствует в пользу гипотезы Вайна — Мэтьюза, а следовательно, и в пользу гипотезы разрастания океанического дна.

Сказанное не означает, что гипотеза Вайна — Мэтьюза лишена слабых мест. Очевидные неясности существуют в представлениях о носителе магнетизма океанского дна. Рассматривая процесс добавления молодого намагниченного вещества в первую очередь в форме внедрения даек по оси хребта и помещая инверсионную модель во «второй», базальтовый слой океанической коры, гипотеза Вайна — Мэтьюза до настоящего времени не дала адекватного решения проблемы вклада третьего слоя и многочисленных лавовых потоков в структуру магнитного поля срединных хребтов. Несмотря на эти и некоторые другие недостатки гипотезе Вайна — Мэтьюза удается с поразительным успехом решить главную задачу — объяснить структуру магнитного поля срединных хребтов по всей ее длине и ширине.

Принятие гипотезы Вайна — Мэтьюза равносильно признанию того, что картина распределения магнитных аномалий в океане отражает геологическую историю развития океанического дна, зафиксированную в палеомагнетизме слагающих его пород. Иными словами, карта осей коррелируемых аномалий (рис. 6), трактуемая в духе Ф. Вайна и Д. Мэтьюза, представляет собой карту изохрон возраста океанического дна. Датировка возраста дна в таких картах находится в прямой зависимости от абсолютной временной привязки шкалы инверсий, экстраполированной за пределы 4 млн. лет (см. рис. 4). Хейтцлер и др. (Heirtzler, et al., 1968) определяли возраст аномалий, пользуясь данными датировки океанических осадков, образцов коренных пород и отдельных сейсмических горизонтов. Аномалии № 32, самой древней в последовательности коррелируемых аномалий, был приписан меловой возраст, 76 млн. лет, а возраст других аномалий определялся в предположении постоянства скорости разрастания в Южной Атлантике.

Точность использованного способа датировки невелика, ибо возраст древнейших осадков, залегающих близ подошвы осадочного слоя, не был известен. Ошибки в определении возраста отдельных аномалий возможны и из-за допущения неизменной скорости разрастания в Южной Атлантике. Не исключено также, что временная протяженность всей шкалы в целом преуменьшена из-за того, что авторами не учитывались некоторые данные, указывающие на эпизодичность процесса разрастания, который мог прерываться продолжительными периодами тектонического покоя, имевшими глобальный характер (Ewing, Ewing, 1967).

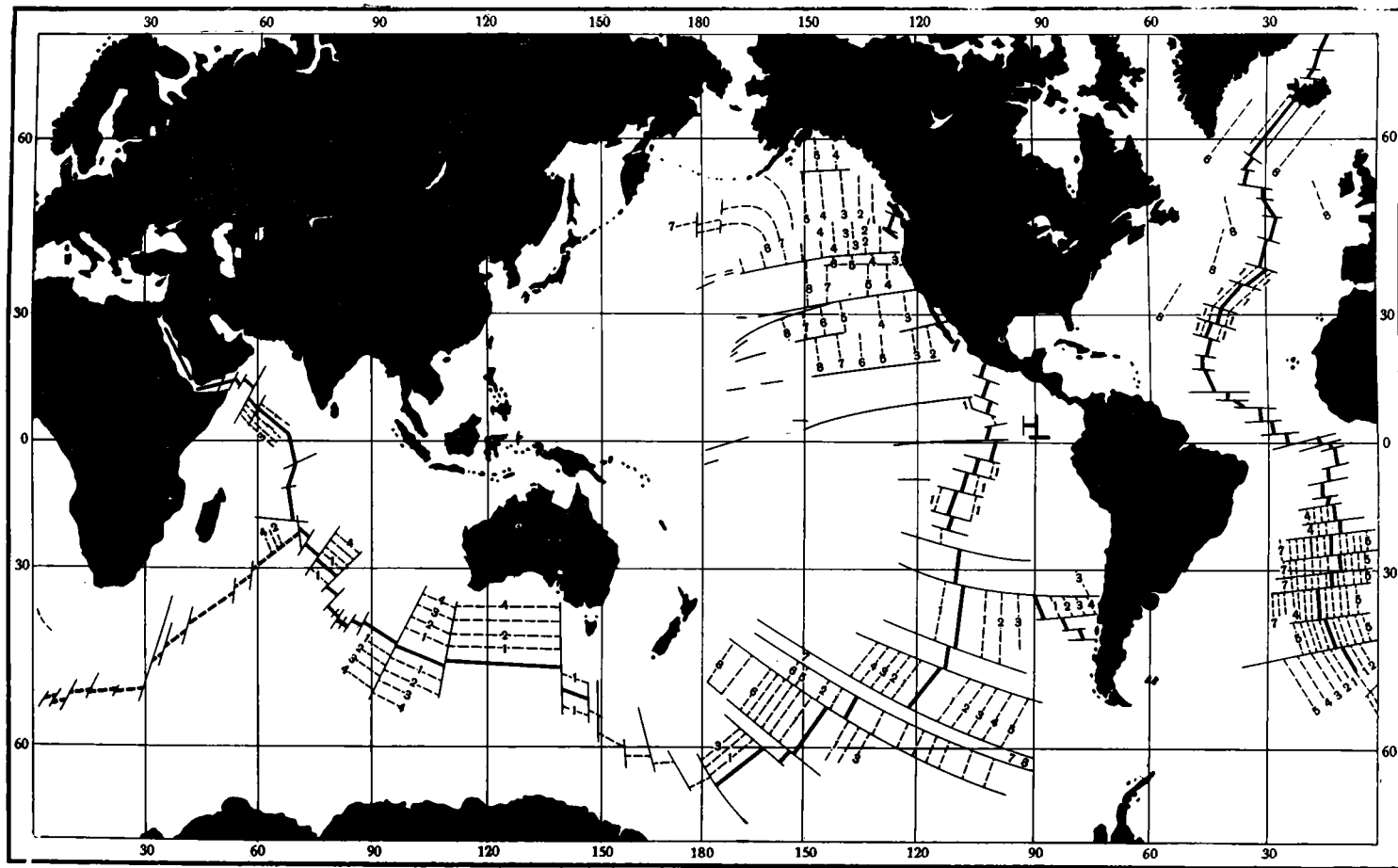


Рис. 6. Оси магнитных аномалий мировой системы срединно-океанических хребтов в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах (le Pichon, 1968)

Толстая прямая сплошная или пунктирная линия — осевая аномалия, тонкий пунктир — прочие аномалии мировой инверсионной последовательности. Цифры у осей — возраст аномалий в десятках миллионов лет в соответствии со шкалой инверсий Херцлера и др. Тонкие сплошные линии — зоны разломов

Эпизодичность разрастания создает предпосылки для объяснения аномального магнитного поля всех районов с океаническим типом коры с единых позиций, не прибегая к представлениям о различной природе магнетизма пород дна в пределах океанической структуры аномалий и вне ее. Так, полосчатые аномалии океанического облика у побережья Японии и Курильских островов (Соловьев, 1961; Uyeda et al., 1967), которые не удается прямо коррелировать с аномалиями срединных хребтов, могут иметь более древний возраст, нежели аномалия № 32 (Hayes, Heirtzler, 1968). Обширные участки спокойного пониженного (отрицательного поля) на периферии Северной Атлантики связывались с продолжительным периодом обратной полярности геомагнитного поля в позднем палеозое — магнитным интервалом Кайамен (Heirtzler, Hayes, 1967).

Можно надеяться, что результаты глубокого бурения в океане позволят проверить эти предположения, а также абсолютную датировку возраста дна. До этого шкалу Хейрцлера и др. (рис. 4) следует рассматривать как предварительную и использовать скорее для относительных, чем для абсолютных оценок возраста и скорости разрастания дна. Однако благодаря наличию независимой палеомагнитной шкалы инверсий указанное ограничение не распространяется на период, охватывающий последние 4, а может быть, и 10 млн. лет. Надежность оценок скоростей разрастания и абсолютного возраста аномалий, относящихся к этому периоду, определяется в первую очередь точностью калий-аргоновой датировки этой шкалы.

Произведенные вычисления современных скоростей разрастания на различных срединных поднятиях дали величины, заключенные в диапазоне от 0,7 до 6,0 *см/год*. Последнее значение соответствует максимальной скорости раскрытия океанического бассейна в южной части Тихого океана 12 *см/год* (Le Pichon, 1968).

Скорости разрастания варьируют вдоль оси срединного поднятия. Границами между участками океанического дна, движущимися с различной скоростью, являются зоны разломов, которые принадлежат к особому классу дизъюнктивных нарушений, выделяемому Дж. Вильсоном на океаническом дне — трансформным разломам (Wilson, 1965). Благодаря широкому развитию разрывных нарушений океаническая кора имеет блоковое строение, будучи разбита на большое число полос, размеры которых вкрест простирания хребта в зрелых океанических бассейнах могут значительно превосходить их размеры по простиранию. По-видимому, возможно и более дробное деление на блоки, если принимать, что внутри каждой полосы участки дна, соответствующие отдельным зонам аномального магнитного поля, сформировались во время различных эпизодов разрастания. В отличие от гетерогенной материковой коры блоки океанической коры весьма однородны, по крайней мере в пределах одноименных зон аномального магнитного поля.

По современным представлениям, в движении океанического дна принимает участие мощный слой литосферы, включающий земную кору и верхнюю часть верхней мантии, а не только тонкая океаническая кора, как предполагалось ранее.

Сейсмологические исследования, свидетельствующие о проскальзывании океанической литосферы под островные дуги Тонга и Кермадек (Oliver, Isaaks, 1968), и др., а также результаты анализа и обобщения большой совокупности фактов из области морской геологии и геофизики послужили основой для выдвижения гипотезы мобильной литосферы, которая синтезировала идеи разрастания океанического дна, трансформных разломов и дрейфа материков. Эта гипотеза, претендующая на роль новой геотектонической концепции, рассматривает поведение верхней оболочки Земли, обладающей высокой прочностью, как систему горизонтальных движений некоторого числа литосферных блоков на подстилающей их астеносфере — слое пониженной вязкости.

Ориентировка трансформных разломов, распределение вычисленных скоростей разрастания вдоль оси срединного хребта и направления напряжений в очагах землетрясений указывают на то, что движение блоков литосферы носит вращательный характер, причем поворот каждого блока совершается вокруг своего полюса, координаты которого могут быть вычислены по перечисленным выше данным (Morgan, 1968).

Исходя из этих представлений, Ле Пишон (Le Pichon, 1968) сделал попытку построить глобальную картину современных и прошлых движений верхней оболочки Земли, поделив всю поверхность земного шара на шесть мегаблоков литосферы. Рассматривая движение этих блоков как систему простых поворотов вокруг полюсов вращения, координаты которых были определены по морфологическим и магнитометрическим данным, Ле Пишон получил гармоничную и внутренне непротиворечивую картину относительного движения и взаимодействия блоков литосферы для всей Земли. Предвычисленные им направления и скорости дифференциальных движений на границах мегаблоков, соответствующих зонам погружения или сжатия литосферы, оказались в хорошем соответствии с независимыми сейсмологическими данными (Isaaks et al., 1968).

Этот результат может расцениваться как еще одно подтверждение гипотезы Вайна — Мэтьюза, достигнутое на более высоком уровне, чем при интерпретации аномального поля, ибо теперь успешным оказалось объяснение не только генеральной структуры аномального магнитного поля, но и глобальных закономерностей распределения расчетных скоростей разрастания.

В заключение еще раз подчеркнем, что обнаружение глобальной океанической структуры аномального магнитного поля явилось одним из важнейших открытий последних лет в области наук о Земле. Для объяснения причин возникновения океанической структуры поля традиционный подход оказался недостаточным и потребовалось привлечение новых идей. Гипотеза Вайна — Мэтьюза, являющаяся геофизическим следствием гипотезы разрастания океанического дна, весьма успешно объяснила магнитные аномалии океана в глобальном масштабе, чего до настоящего времени не удалось достичь другим предложенным гипотезам.

Литература

- Деменницкая Р. М., Карасик А. М., Киселев Ю. Г. Итоги изучения геологического строения земной коры в центральной Арктике геофизическими методами. В кн. «Проблемы Арктики и Антарктики», вып. II, Изд-во «Морской транспорт», 1962.
- Деменницкая Р. М., Карасик А. М., Киселев Ю. Г. Строение земной коры в Арктике. В кн. «Геология дна морей и океанов». Изд-во «Наука», 1964.
- Деменницкая Р. М., Карасик А. М., Киселев Ю. Г. Новые данные о геологическом строении дна Северного Ледовитого океана по материалам геофизических исследований. В кн. «Методика, техника и результаты геофизической разведки». Изд-во «Недра», 1967.
- Дитц Р. С. Эволюция океанов как следствие разрастания площади их дна. В кн. «Дрейф континентов, горизонтальные движения земной коры». Изд-во «Мир», 1966.
- Иванов М. М. Магнитная съемка океанов. Изд-во «Наука», 1966.
- Карасик А. М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббасейна Северного Ледовитого океана. В сб. «Геофизические методы разведки в Арктике», вып. 5, НИИГеологии Арктики, 1968.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. Изд-во «Мир», 1966.
- Рассохо А. И., Сенчура Л. И., Деменницкая Р. М. и др. Подводный срединный Арктический хребет и его место в системе хребтов Северного Ледовитого океана. Докл. АН СССР, т. 172, № 3, 1967.
- Соловьев О. Н. Аэромагнитная съемка в районе Курило-Камчатской островной дуги. В кн. «Прикладная геофизика», вып. 29, Гостоптехиздат, 1961.
- Трубятчинский Н. Н., Деменницкая Р. М., Карасик А. М., Щелованов В. Г. Линейные магнитные аномалии южной части пролива Дрейка. В сб. «Тезисы докладов VIII конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма», ч. I, Постоянное геомагнитное поле. ИФЗ АН СССР, 1970.
- Храмов А. Н., Шолоп Л. Е. Палеомагнетизм. Изд-во «Недра», 1967.
- Яновский Б. М. Земной магнетизм. Изд-во Ленингр. ун-та, 1964.

- Andel T. H. van, Bowin G. O. Mid-Atlantic Ridge between 22° and 23° north latitude and the tectonics of mid-ocean rises. *J. Geophys. Res.*, v. 74, No. 4, 1968.
- Cann J. R., Vine F. J. An area of the crest of the Carlsberg Ridge: petrology and magnetic survey. *Philos. Trans. Roy. Soc. London, A*, v. 259, No. 11 099, 1966.
- Cox A., Dalrymple G. B., Doell R. B. Reversals of the earth's magnetic field. *Scient. Amer.*, v. 216, No. 2, 1967.
- Cox A., Doell R. B. Magnetic properties of the basalt in hole EM-7, Mohole Project. *J. Geophys. Res.*, v. 72, No. 10, 1962.
- Dickson G. O., Pitman W. C., Heirtzler J. R. Magnetic anomalies in the South Atlantic and ocean floor spreading. *J. Geophys. Res.*, v. 73, No. 6, 1968.
- Dietz R. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, v. 190, No. 4779, 1961.
- Eivers D. J., Mathewson C. C., Kohler R. E., Moses R. L. Systematic ocean surveys by the USC and GSS Pioneer 1961—1963. *Coast and Geodet. Surv. Operat. Data Rep.*, C. and GSDR-1, 1967.
- Ewing M., Ewing J. I. Sediment distribution on the midocean ridges with respect to spreading of the ocean floor. *Science*, v. 156, No. 3782, 1967.
- Griffiths D. H., Riddihough R. P., Cameron H. A. D., Kennet P. Geophysical investigation of the Scotia Arc. *Brit. Antarct. Surv. Sci., Rep. No. 46*, 1964.
- Harrison C. G. A. Formation of anomaly pattern by dyke injection. *J. Geophys. Res.*, v. 73, No. 6, 1968.
- Hayes D. E., Heirtzler J. R. Magnetic anomalies and their relation to the Aleutian arc. *J. Geophys. Res.*, v. 73, No. 14, 1968.
- Heirtzler J. R., Le Pichon X. Crustal structure of the mid-ocean ridges 3. Magnetic anomalies over the mid-Atlantic ridge. *J. Geophys. Res.*, v. 70, No. 16, 1965.
- Heirtzler J. R., Hayes D. Magnetic boundaries in the North Atlantic Ocean. *Science*, v. 157, No. 3785, 1967.
- Heirtzler J. R., Dickson G. O., Herron E. M. et al. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents. *J. Geophys. Res.*, v. 73, No. 6, 1968.
- Herron E., Heirtzler J. R. Sea-floor spreading near the Galapagos. *Science*, v. 158, No. 3802, 1967.
- Hess H. H. History of icecan basins. *Petrological studies: a volume in honour of A. F. Buddington* (ed. A. E. J. Engel, H. L. James and B. F. Leonard). *N. Y. Geol. Soc. Amer.*, 1962.
- Isaaks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, v. 73, No. 18, 1968.
- Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, No. 12, 1968.
- Le Pichon X., Heirtzler J. R. Magnetic anomalies in the Indian Ocean and sea floor spreading. *J. Geophys. Res.*, v. 73, No. 6, 1968.
- Loncarenic B. D., Mason C. S., Matthews D. H. Mid-Atlantic ridge near 45° north I. The median valley. *Canad. J. Earth Sci.*, v. 3, No. 3, 1966.
- Matthews D. H., Bath J. Formation of magnetic anomaly pattern of mid-Atlantic Ridge. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, v. 13, No. 1—3, 1967.
- Morgan W. J. Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *J. Geophys. Res.*, v. 73, No. 6, 1968.
- Oliver J., Isaaks B. Structure and mobility of the crust and mantle in the vicinity of island arcs. *Canad. J. Earth Sci.*, v. 5, No. 4, 1968.
- Ostenso N. A. Geophysical studies in the Greenland sea. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 79, No. 1, 1968.
- Peter G. Magnetic anomalies and fracture pattern in the north-east Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, v. 71, No. 22, 1966.
- Pitman W. C., Hayes D. E. Sea-floor spreading in the Gulf of Alaska. *J. Geophys. Res.*, v. 73, No. 20, 1968.
- Pitman W. C., Heirtzler J. R. Magnetic anomalies over the Pacific-Antarctic ridge. *Science*, v. 154, No. 3753, 1966.
- Pitman W. C., Herron E. M., Heirtzler J. R. Magnetic anomalies in the Pacific and sea-floor spreading. *J. Geophys. Res.*, v. 73, No. 6, 1968.
- Raff A. D. Sea-floor spreading—another rift? *J. Geophys. Res.*, v. 73, No. 12, 1968.
- Uyeda S., Vacquier V., Yasui M. et al. Results of geomagnetic survey during the cruise of R/V Argo in Western Pacific 1966 and the compilation of magnetic charts of the same area. *Bull. Earthquake. Res. Ist. Tokyo Univ.*, v. 45, No. 3, 1967.
- Vine F. J. Spreading of the ocean floor: new evidence. *Science*, v. 154, No. 3755, 1966.
- Vine F. J., Matthews D. H. Magnetic anomalies over ocean ridges. *Nature*, v. 199, No. 4897, 1963.
- Vine F. J., Wilson J. T. Magnetic anomalies over a young ocean ridge off Vancouver island. *Science*, v. 150, No. 3695, 1965.
- Wilson J. T. A new class of faults and their bearing in continental drift. *Nature*, v. 207, No. 4995, 1965.

Научно-исследовательский институт геологии
Арктики, Ленинград

Статья поступила
10 декабря 1969 г.

УДК 551.243.4

В. Г. КАЗЬМИН

К ПРОБЛЕМЕ «АЛЬПИЙСКОГО МЕЛАНЖА»

Делается попытка объяснить происхождение «альпийского (цветного) меланжа» в южных зонах альпийской складчатой области (Динариды, Тавр, Загрос). Меланж возник в результате тектонического сжатия рифтовых структур красноморского типа. Развитие последних, в свою очередь, контролировалось структурными элементами докембрийского основания окраины Африканской платформы, подвергшегося раскалыванию. В строении меланжа участвуют породы базальтового слоя, глубоководные осадки, серпентиниты, блоки докембрийских пород.

В последнее десятилетие внимание многих геологов привлек так называемый «альпийский меланж» — своеобразный комплекс пород, с большим постоянством выдержанный в различных зонах Альпийской складчатой области. Меланж представляет собой хаотическую смесь различных пород: перидотитов, серпентинитов, сильно измененных габбро-диабазовых пород, шаровых лав, красных кремнистых глин, радиоляритов. В виде отдельных блоков в меланже встречаются хлоритовые, актинолитовые сланцы, амфиболиты, а также различные известняки или песчаники, содержащие подчас фауну юрского и мелового возраста.

Синонимами «альпийского меланжа» являются термины «цветной меланж» и «офиолитовые» или «офиолито-радиоляритовые серии», «тройственная ассоциация» и т. д.

Тесная пространственная ассоциация этих пород, их удивительное постоянство на протяжении всей Альпийской складчатой области от Альп до Гималаев (Gansser, 1959; Казьмин, 1966), породили представление о парагенетической, а у многих исследователей даже о генетической связи этих пород между собой. Здесь нет необходимости повторять обзор существовавших представлений о связи и условиях образования различных компонентов меланжа от Г. Штейнмана (Steinmann, 1905) до Ж. Обуэна (1961) и других современных исследователей. Подобные обзоры делались уже в ряде работ (Книппер, 1969). Целесообразно лишь отметить, что в изучении меланжа наметилось два направления: «петрологическое» и «тектоническое». Сторонники «петрологического» направления склонны объяснять сообщество перечисленных выше пород общностью происхождения в прямой или косвенной зависимости от некоего магматического процесса. Согласно этим представлениям, родоначальная магма, изливаясь на дно океана в виде огромного пузыря, порождает ряд дифференциатов (от ультрабазитов до габбро и даже шаровых лав). На поверхности пузыря отлагаются радиоляриты и другие осадочные породы. При последующих тектонических движениях все эти образования оказываются дислоцированными, их взаимоотношения сложными и запутанными. Эти представления впервые были разработаны Л. Дюбертре (Dubertret, 1953), а затем активно использовались другими французскими геологами (Aubouin, 1961; Вгипп, 1954).

Слабость изложенной точки зрения выявляется при детальном изучении меланжа. Становится сразу ясно, что различные магматические компоненты меланжа (перидотиты, спилиты, породы габбро-амфиболитово-

го комплекса и т. д.), не говоря уже о его осадочных составных частях, не могли возникнуть в результате дифференциации единой родоначальной магмы. Более того, различные породы меланжа оказываются разновозрастными, причем возраст их, видимо, варьирует в значительных пределах. Критические замечания в этом плане были очень четко сформулированы в последних работах А. Л. Книппера (1964, 1969). Можно считать доказанным, что породы меланжа образовались в разное время и в разных условиях, но в силу каких-то причин оказались тесно связанными между собой пространственно.

Признав разновозрастность и отсутствие генетических связей между породами меланжа, мы как будто должны раз и навсегда покончить с попытками рассматривать его как формацию. В этом плане обычно и развертывается критика представлений о «тройственной ассоциации», сфиолитовой формации и других подобных взглядов (Книппер, 1969). Дело, однако, обстоит гораздо сложнее. Помимо уже отмечавшегося постоянства состава «альпийского меланжа», обращает на себя внимание его приуроченность к определенным тектоническим зонам Средиземно-морского пояса.

Оказывается, что на выделении меланжа основано в значительной степени тектоническое районирование пояса. Зоны с широким развитием меланжа (Внутренние Динариды, Тавриды, Внутренние зоны Загроса и т. д.) рассматриваются как «эвгеосинклинали» и противопоставляются зонам, где меланж не развит («миогеосинклинали»). Меланж, следовательно, представляет собой характерную ассоциацию пород, «связанных с одними и теми же или близкими тектоническими условиями нахождения» (Шатский, 1954), т. е. удовлетворяет тем требованиям, которые тектонист (а не петролог!) предъявляет понятию формации.

С нашей точки зрения, выделение меланжа как формации так же необходимо (по крайней мере для Альпийской области), как выделение формаций «моласса» и «флиш» (Казьмин, 1966). Если это так, то возникает необходимость глубокого изучения меланжа для того, чтобы выяснить, с какими структурами и какими тектоническими движениями связано его образование.

Мы подходим здесь к рассмотрению второго «тектонического» направления в изучении меланжа.

Впервые идея о том, что меланж представляет собой гигантскую тектоническую брекцию, была выдвинута, по-видимому, Э. Бейли и У. Мак-Келлином (Bailey, McCallien, 1962—1954). Изучая район Анкары, они пришли к выводу, что формирование структуры меланжа связано было с гигантскими покровными перемещениями с амплитудой около 300 км. Э. Бейли собственно и ввел термин «меланж» («анкарский меланж») для обозначения хаотической смеси серпентинитов, спиллитов, характерных метаморфических пород, радиоляритов.

В советской литературе неоднократно подчеркивалась связь структуры меланжа с горизонтальными движениями (Казьмин, 1965; Белостоцкий, 1963, 1964). Однако, как правило, устанавливалась лишь связь образования меланжа с горизонтальными движениями отдельных блоков (скажем, блоков перидотитов), в то время как и эти последние являются лишь компонентами гигантской тектонической брекции.

Особое значение в понимании проблемы имеют идеи А. В. Пейве (1967, 1969). Согласно представлениям А. В. Пейве, масштабы горизонтальных движений в Альпийской складчатой области значительно больше, чем это обычно представляется. Вдоль поверхности главного шарьяжа массивы кристалликума в Альпах, на Балканах и в Турции оказываются надвинутыми на более молодые отложения. Средние массивы, таким образом, являются существенно, а может быть и полностью, аллохтонными. Они трактуются как своего рода пластины, отколовшиеся от Африканской платформы и надвинутые вместе с покрывающим их плат-

форменным чехлом в северном направлении, в сторону существовавшего там глубоководного бассейна с корой океанического типа. Меланж в этих построениях рассматривается как гигантская тектоническая брекчия, возникшая в ходе движения шарьяжа за счет дробления и перемешивания пород океанического ложа и глубоководных осадков.

Новизна идеи, как это обычно и бывает, вызвала в начале критическое отношение. Однако, чем больше продумывается этот вопрос, тем более убедительной представляется предложенная гипотеза.

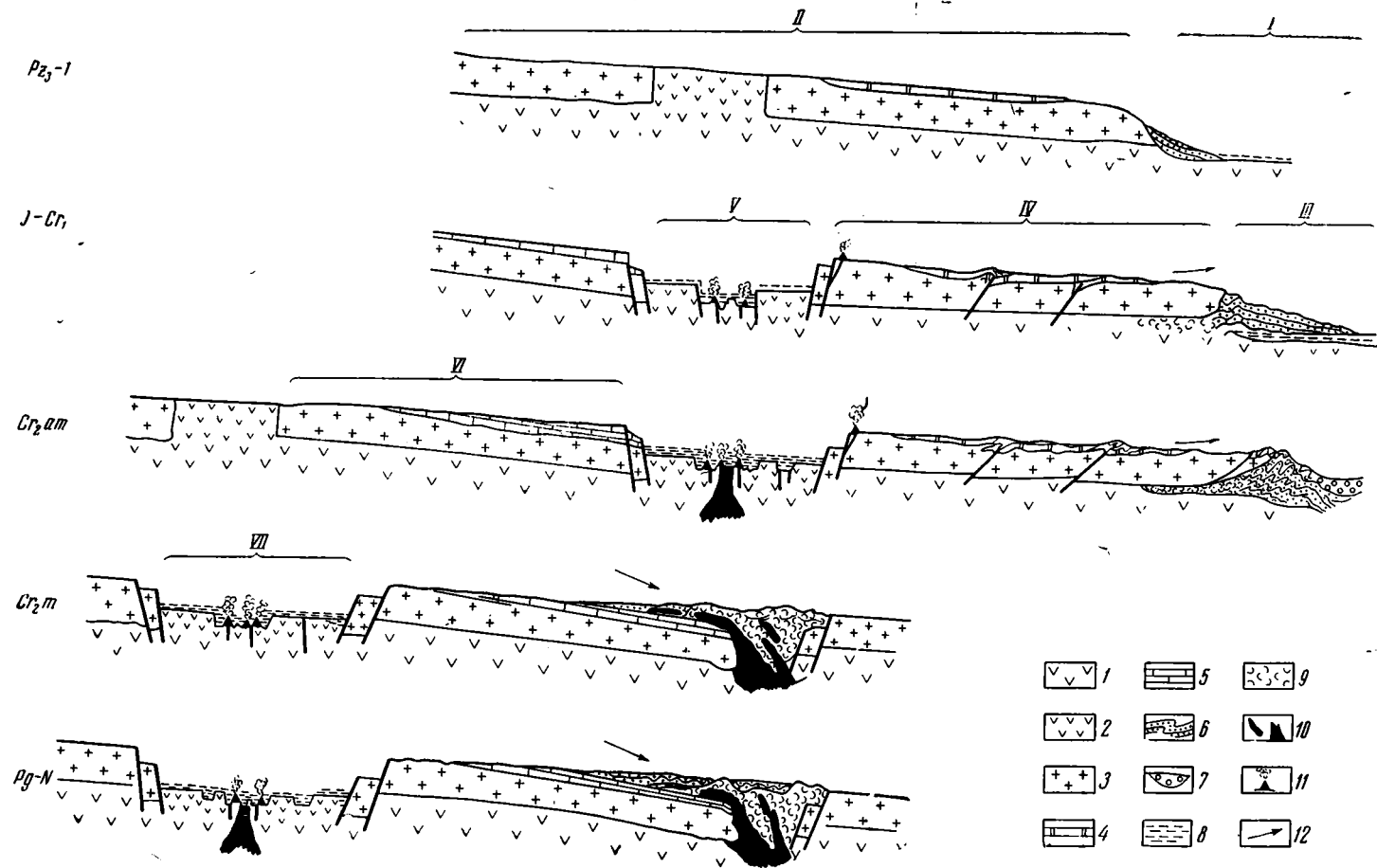
Перекрытия кристалликумом более молодых отложений (окно Тауэрн, Крайштиды, массив Инстранжа в Турции) с течением времени и накоплением наблюдений выглядят все более убедительно. Трудно объяснить появление небольших выходов «офиолито-радиоляритовых» серий в таких областях, как центральные районы Ирана (например, в Наине, Штеклин, 1966), если не допускать, что они являются также своего рода тектоническими окнами. Иначе пришлось бы предположить развитие крошечных «эвгеосинклиналей» внутри Центрально-Иранского массива, что выглядит маловероятным.

Наконец, и это главное, движения масс кристалликума, предполагаемые А. В. Пейве, могут быть весьма наглядно доказаны на примере движений Аравийского блока. Представляется, что после работ многочисленных геологов (Quennel, 1959; Freud, 1965; Girdler, 1965, и многие др.) отодвигание Аравийского блока от Африки можно считать доказанным. Работы группы геологов во главе с В. П. Поникаровым, в которых принимал участие и автор, в частности, показали, что отодвигание Аравийского блока, приоткрытие рифта Красного моря и складчатость и покровообразование в сопряженных зонах Альпийской области (Тавр, Загрос) являются взаимосвязанными процессами. Движения Аравийского блока (зафиксированные, кстати, даже геодезическими методами) являются результатом продолжающегося раскола Гондваны и принципиально ничем не отличаются от более ранних, но однотипных перемещений блоков кристалликума. Разница заключается лишь в том, что в этом случае, в силу опущенного характера края Аравийского блока, происходит его поддвигание под структуру Альпийской складчатой области, тогда как массивы кристалликума надвигались на расположенные перед их фронтом структуры.

Попытаемся рассмотреть некоторые аспекты образования «альпийского меланжа», исходя из идеи о крупных горизонтальных перемещениях. При этом мы не касаемся гипотетических причин этого явления, разделяя, в общем, представления Х. Хесса (1969) по данному вопросу.

Как предполагает А. В. Пейве (1969), надвигание кристалликума в основном завершилось к концу нижнего мела. Учитывая ранние складчатости в северных зонах Альпийской складчатой области, начало этого движения можно отнести к концу триаса — юре. Оно сопровождалось накоплением обломочных серий во фронтальной части надвигающихся массивов.

Что же происходило в их тыловой части? В результате раскалывания и раздвигания блоков здесь неизбежно должны были возникнуть крупные рифты типа Красного моря и Аденского залива (рисунок). В частности, кажется очень вероятным, что линейная грабенообразная структура, похожая на Красноморский грабен, существовала на месте современных внутренних зон Загроса и в Восточном Тавре. Как показывают наблюдения в современных структурах — Красном море и Аденском заливе — кора в образовавшихся мезозойских рифтах была, очевидно, океанического типа. В осевых зонах растяжения следует допускать подъем вещества мантии — ультрабазитов, как это имеется в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Возможно, что подъем разуплотненного мантийного материала и является причиной образования таких структур, как срединно-океанические хребты.



1 — породы базальтового слоя; *2, 3* — породы «гранитно-метаморфического» слоя; *2* — зеленокаменные зоны, *3* — гранито-гнейсовые блоки; *4* — палеозойский платформенный чехол; *5* — мезозойский платформенный чехол; *6* — флиш; *7* — моласса; *8* — глубоководные вулканогенно-кремнистые отложения; *9* — альпийский меланж; *10* — серпентиниты; *11* — вулканы; *12* — направление движения блоков.

Цифровые обозначения: *I* — глубоководный бассейн к северу от Африканского континента, *II* — край Африканского континента (*I* и *II*, по А. В. Пейве), *III* — северные зоны Средиземноморского пояса (Понтиды, Кавказ, Копетдаг), *IV* — Северные блоки кристалликума (массивы Анатолии, Центрального Ирана), *V* — Южные зоны Средиземноморского пояса (Тавр, Загрос, Оман), *VI* — Южные блоки кристалликума (Аравия), *VII* — грабен Красного моря

Трудно представить себе, чтобы образование грабенов происходило только за счет «чистого» раздвигания блоков «гранитно-метаморфического» слоя. Очевидно, была комбинация двух процессов: 1) разрыв и раздвигание блоков кристалликума; 2) опускание отдельных блоков. Подобный процесс наблюдается и в Красном море, где при ширине грабена примерно 300 км величина «истинного» рифта (раздвига) равна, по видимому, 100—120 км, т. е. ширине осевого грабена. Следовательно, в строении дна новообразовавшихся грабенов наряду с «базальтовой» корой и серпентинитами должны были принимать участие крупные опустившиеся блоки, «гранитно-метаморфического» слоя. Что же происходило с этими последними? Испытали ли они базификацию или сохранились в своем первоначальном облике? Чтобы подойти к каким-то логическим выводам по этому вопросу, следует попытаться представить себе, как происходило раскалывание окраины Африканского континента, как оно контролировалось крупными элементами докембрийской структуры.

Докембрийское основание, подвергавшееся раскалыванию, принадлежит (по крайней мере в районах, тяготеющих к Аравии и Красному морю) к Мозамбикскому поясу. Данные о структуре этих образований крайне скудны (Браун, Джексон, 1965, и др.) и не дают возможности составить хотя бы приблизительную тектоническую схему. Однако, ознакомление с этими данными и личные наблюдения в Эфиопии позволяют предполагать, что в первом приближении здесь могут быть выделены два типа наиболее крупных структур: 1) гранито-гнейсовые блоки предположительно архейского возраста; 2) зеленокаменные зоны верхнепротерозойского (?) возраста.

Для структур первого типа характерно развитие различных гнейсов и мигматитов, а также многочисленных поколений гранитов, последние из которых имеют возраст 400—500 млн. лет. В зеленокаменных зонах, как бы спаивающих гранито-гнейсовые блоки, породы гранитного состава редки, а наиболее широко развиты амфиболиты, хлоритовые, актинолитовые, тальковые сланцы, уралитизированные диабазы и габбро, измененные туфы основного состава, граувакки и т. д. Здесь же, как правило, обильны серпентиниты. Локально развитые гранитоиды имеют интрузивный характер. Как правило, в зеленокаменных зонах формировались не граниты, а диориты, реже гранодиориты. Подчиненное значение имеют кварциты, филлиты, карбонатные породы, графитовые сланцы. Ширина зеленокаменных зон может колебаться от 10—15 км до многих десятков и, видимо, первых сотен километров. В подобной упрощенной картине приходится не учитывать целый ряд других структурных элементов, скажем таких, как верхнепротерозойские прогибы, выполненные существенно терригенными и карбонатными породами (Египет, Северная Эфиопия, Аравия). Однако роль этих структур в консолидации докембрийского основания, очевидно, значительно меньшая, чем зеленокаменных зон.

Теперь представим себе, что начинается раскалывание гетерогенного докембрийского основания. Можно почти наверняка утверждать, что раскалывание произойдет по краям крупных гранито-гнейсовых блоков. Практически негранитизированные зеленокаменные пояса окажутся зо-

нами слабости и на их месте в результате раздвигания и погружения отдельных блоков возникнут рифтовые структуры. Указанная картина не является чисто гипотетической. В ходе работы над материалом к монографии «Геология и твердые полезные ископаемые Аравийского полуострова» (В. П. Поникаров и др., — в печати) было выявлено, что Красноморский рифт заложен вдоль мощной эвгеосинклинальной (зеленокаменной) зоны. Аналогичная закономерность наблюдается и в расположении рифтов Восточной Африки. Даже на мелкомасштабной геологической карте видно, что многие из них заложены вдоль границ древних гранито-гнейсовых блоков с более молодыми (протерозойскими) складчатými поясами, главную роль в строении которых играют зеленокаменные зоны. Во время работы в областях развития восточно-африканского докембрия в Южной и Западной Эфиопии мне не раз приходилось наблюдать, как небольшие рифтовые структуры закладываются вдоль границ древних гранито-гнейсовых блоков. Весьма вероятно, что Эфиопский рифт, тесно связанный с рифтом Красного моря, также заложен вдоль подобной границы, причем древний гранито-гнейсовый блок занимает, по-видимому, область Центрального плато Эфиопии. Раздвигание гранито-гнейсовых массивов сопровождалось, естественно, расстрескиванием и погружением пород зеленокаменных зон. При этом крупные блоки амфиболитов, различных зеленых сланцев, габброидных и диоритовых пород погружались, становясь наряду с породами базальтовой оболочки и серпентинитами частями дна возникших грабенов. Поскольку состав пород в зеленокаменных зонах, видимо, не намного отличается от состава основных пород «базальтового» слоя коры, отпадает необходимость в привлечении искусственных представлений о базификации. Происходит лишь своего рода смешивание материала базальтового слоя с фрагментами разрушившихся зеленокаменных поясов.

Весьма вероятно, что на дно грабенов попадут и отдельные блоки осадочных пород, залегающих местами в виде чехла на древнем платформенном основании (известняки, песчаники).

Следующий этап — седиментация в образовавшихся грабенах Красноморского типа — может быть реконструирован сравнительно просто. По аналогии с рифтовыми зонами океанов и Красным морем здесь, очевидно, происходили: а) подводные излияния лав основного состава (шаровые лавы); б) накопление глубоководных осадков (красные кремнистые глины, радиоляриты, кремнистые известняки). Эти отложения собственно и являются по возрасту «альпийскими».

Согласно А. В. Пейве, движение отколовшихся масс кристалликума породило накопление мощных терригенных толщ перед фронтом движущегося шарьяжа, а затем смятие этих толщ. В этом смысле А. В. Пейве очень большое значение придает проявлениям мезозойской (нижнемеловой) складчатости в тех зонах Альпийской области, которые расположены, грубо говоря, к северу от блоков кристалликума (Альпы, Карпаты, Понтиды, Большой Кавказ, Копетдаг). Как известно, в южных зонах (Тавр, Загрос, Оман, Белуджистан) складчатость началась лишь в конце мела, в маастрихтском веке (Lees, 1928; Казьмин, 1965), что вполне понятно, если считать, что до этого времени здесь развивались структуры растяжения — рифтовые зоны.

С позднеюрского — раннемелового времени происходит торможение массивов кристалликума, связанное, вероятно, с образованием перед их фронтом складчато-покровных зон. Но уже в верхнем мелу начинается поступательно-вращательное движение Аравийского блока. Это движение привело к резкому сжатию ранее существовавших рифтовых зон, а в ряде случаев к их полному «закрытию» с возникновением на их месте рубцовой структуры (зона главного разлома в Загросе). Одновременно глубоководные вулканогенно-кремнистые серии совместно с породами, слагающими основание прогибов, оказались смяты, раздроб-

лены, хаотически перемешаны и выжаты в виде системы покровов на край Аравийской платформы (Александреттская зона, зона предгорий Тавра, зона надвигов Загроса, Оман). Горизонтальные перемещения покровов здесь достигают 100—150 км. Материал, слагающий эти покровы, как раз и представляет собой по составу и структуре типичный «альпийский меланж».

В нашу задачу не входит рассмотрение дальнейшей судьбы меланжа, тем более это было уже сделано в ряде работ (Казьмин, 1965, и др.). Значительно интереснее проследить, находим ли мы среди пород меланжа все те образования, которые предполагает изложенная выше гипотетическая схема его образования.

1. Фрагменты «базальтового» слоя. В различных местах развития альпийского меланжа удается наблюдать очень своеобразный комплекс основных пород, который обычно описывается как «основные породы», габбро и т. д. По составу эти породы действительно отвечают габброидам или диабазам, в той или иной степени амфиболитизированным. Обращает на себя внимание крайне неравномерная «токситовая» структура этих образований. В пределах обнажения можно видеть пятна и участки габброидной структуры, резко сменяющиеся участками мелкозернистыми и даже афанитовыми. Иногда видно, что крупнозернистая структура развивается вдоль трещин, т. е. несомненно порода испытала метасоматическое преобразование. Обычно порода сильно разрушена, рыхлая; свежие фрагменты сохраняются лишь в виде сферических реликтов. Там, где процессы перекристаллизации и амфиболитизации проявились слабее (Северо-Западная Сирия — Казьмин, Кулаков, 1968) можно видеть, что большая часть этих пород представляет собой спилитизированные диабазы и спилиты. Обращает на себя внимание огромное количество даек, секущих спилито-диабазовые образования. Эти дайки, как правило, свежее и крепче вмещающих пород. Даже тогда, когда вмещающая порода сильно перекристаллизована и превращена в амфиболовое габбро, дайки хорошо выделяются, хотя метаморфизм затрагивает и их.

В зонах развития альпийского меланжа такие породы встречаются повсеместно, слагая блоки с размерами от сотен метров до нескольких километров. Прекрасные обнажения их известны в районе оз. Севан и далее в Нагорном Карабахе, где автор наблюдал их вместе с А. Л. Книппером. Если исключить метаморфизм, являющийся результатом долгой и сложной геологической истории, то нельзя не отметить сходства описанных образований с породами «базальтового» слоя земной коры, выходы которых можно наблюдать на некоторых островах Атлантического океана (в первую очередь в Исландии), на острова Кипр (Shmidt, 1960; Wagneil, 1964) и в ряде других мест. Здесь мы также имеем мощные накопления основных лав, пронизанных бесчисленным множеством субпараллельных даек, количество которых нарастает вниз по разрезу. Важно отметить, что судя по метаморфизму, габбро-диабазовые образования являются самыми древними в альпийском меланже и резко отличаются от молодых альпийских шаровых лав. Таким образом, в «разрезе» альпийского прогиба габбро-диабазовые образования занимали, всего скорее, нижнее положение, формируя его дно¹.

2. Гипербазиты. Серпентинизированные гипербазиты (дуниты, перидотиты) и серпентиниты являются, пожалуй, наиболее характерной породой альпийского меланжа. Они слагают отдельные блоки с размерами от первых метров до нескольких километров, горизонтальные чешуи, часто заполняют трещины, внедряются вдоль поверхностей надви-

¹ Уже после сдачи статьи в редакцию сходные взгляды были высказаны А. Л. Книппером (Геотектоника, № 2, 1970).

гов, несогласий и т. д. Вопрос о генезисе «альпинотипных перидотитов» очень сложен. Наиболее полные критические обзоры проблемы сделал в последние годы А. Л. Книппер (1969). Здесь важно подчеркнуть лишь одно положение: ультраосновные породы явно не интрузии, связанные с той или иной фазой тектогенеза, но холодные внедрения («протрузии», по А. Л. Книпперу), неоднократно перемещавшиеся вверх по разрезу в ходе альпийской складчатости. Об этом говорит и своеобразная структура пород и формы их залегания. Известны, наконец, случаи, когда серпентиниты прорывают конгломераты, содержащие их собственную гальку. Таких конгломератовых «уровней» может быть несколько, что подтверждает неоднократное холодное продвижение серпентинитов по разрезу (Книппер, 1964).

Можно, таким образом, оставить представление о многофазных интрузиях ультрабазитов, связанных с фазами складчатости, и считать с большей долей вероятности, что первоначально гипербазиты появились в верхних частях коры в раннюю стадию развития альпийских прогибов. Это хорошо согласуется с приведенной выше схемой, согласно которой ранняя стадия характеризуется условиями рифта, а такая обстановка благоприятна, очевидно, для подъема ультраосновных серпентинизированных пород из мантии к поверхности. Оставляя в стороне механическое объяснение этого подъема и вопрос об агрегатном состоянии вещества в этот момент, отметим лишь, что сам факт проникновения блоков ультрабазитов в океанические рифтовые зоны уже подтвержден наблюдениями (Удинцев, 1969).

3. **Метаморфические породы.** Нельзя, пожалуй, найти ни одного описания альпийского меланжа, где не упоминались бы блоки метаморфических пород. Самыми распространенными из них являются амфиболиты, актинолитовые, хлоритовые сланцы, значительно реже другие сланцы. Совсем редко наблюдаются породы типа гнейсов и гранитоиды. Блоки метаморфических пород могут варьировать по размеру от нескольких метров до первых километров. После изучения подобных блоков в альпийском меланже в северо-западной части Сирии было в свое время высказано предположение о их докембрийском возрасте (Казьмин, Кулаков, 1965). Это предположение подтверждается сравнением пород указанных блоков с породами, слагающими зеленокаменные пояса восточно-африканского докембрия. Сходство пород и разрезов настолько полное и очевидное, что едва ли можно говорить о случайном совпадении. Показательной является редкость гранитоидного материала в альпийском меланже, что подтверждает наши представления о формировании альпийских прогибов на месте докембрийских зеленокаменных поясов.

4. **Вулканогенно-кремнистые толщи.** Повсеместно в строении альпийского меланжа участвуют большие массы характерных вулканогенных и осадочных пород. Первые представлены обычно шаровыми лавами, причем подушечные формы иногда хорошо сохраняются, несмотря на сложную тектоническую историю. Лавы эти довольно свежие, в них хорошо сохраняется неизменное стекло. По составу они отвечают как нормальным базальтам, так и щелочным разновидностям (лимбургиты, сакалавиты, анальцимовые тефриты, базаниты и т. д.) Состав и свежесть облика этих пород резко отличают их от древнего метаморфизованного диабазо-спилитового комплекса, хотя при картировании обе разности иногда ошибочно объединяются.

С шаровыми лавами неразрывно связаны тонкослоистые красные и зеленые радиолариты, красные чешуйчатые кремнистые глины, часто с марганцевыми конкрециями. Пласты этих пород обычно наблюдаются в виде скрученных, перевернутых обрывков, что безусловно связано с тектоническими условиями формирования меланжа. В последние годы

большинство геологов считает весь этот комплекс глубоководным (Grünp, 1960; Обуэн, 1967, и др.).

Что касается возраста вулканогенно-кремнистых толщ, то решение этого вопроса осложняется крайней скудностью органических остатков. Во всяком случае, для южных зон альпийского пояса, где преимущественно развит меланж (Динариды, Тавриды, Загрос, Оман) имеются определения микрофауны средне- и верхнеюрского, нижне- и верхнемелового возраста. Имеются также находки верхнетриасовой фауны (Северо-Западная Сирия), но здесь геологическая позиция известняков, содержащих фауну, остается не вполне выясненной, и некоторые исследователи (Dubertret, 1953) эти известняки рассматривают как экзотические блоки. Обзор известных данных по возрасту вулканогенно-кремнистых толщ был сделан мной (Казьмин, 1966). Обзор показывает, что, несмотря на многие неясности, наиболее вероятным возрастом вулканогенно-кремнистых толщ являются юра — верхний мел (до маастрихта), возможно, верхний триас — верхний мел. Эти данные дают представление о времени развития глубоководных рифтовых зон на месте южных ветвей Альпийского пояса и в то же время хорошо коррелируются со временем ранних проявлений сжатия в его северных ветвях (к северу от двигавшихся масс кристалликума).

5. Блоки осадочных пород. Очень характерны для альпийского меланжа блоки различных осадочных пород: известняков, песчаников, захороненные, обычно в вулканогенно-кремнистых толщах. В ряде случаев в этих блоках встречена юрская и меловая фауна. Таким образом, время образования этих пород совпадает с периодом развития глубоководных прогибов. Такие блоки представляют собой, очевидно, гравитационные образования, сползшие в глубоководный прогиб с краев сопредельных поднятий. Механизм образования подобных структур — «олистостром» — в последнее время был детально рассмотрен И. И. Белостоцким (1963, 1964). Нельзя исключить также, что в период раскалывания и раздвигания блоков «гранитно-метаморфического» слоя в глубоководные рифтовые впадины могли попасть какие-то фрагменты платформенного чехла. Достоверно такие блоки в меланже пока не известны, но при тщательном изучении они, вероятно, могут быть обнаружены среди многочисленных фрагментов, чья возрастная принадлежность остается не установленной.

Выше были рассмотрены некоторые детали образования альпийского меланжа в связи с крупными горизонтальными движениями блоков «гранитно-метаморфического» слоя. Вероятность подобных движений становится все более очевидной. Создается уверенность, что именно с этих позиций могут быть правильно поняты основные черты развития Альпийской складчатой области.

Меланж как формация возник в результате тектонического развития рифтовых структур красноморского типа, которые, по мнению автора, являются прототипом альпийских эвгеосинклиналей (по крайней мере в южной Динаро-Таврской ветви Альпийской складчатой области). Возникновение этих структур было, в свою очередь, предопределено неоднородностью структуры докембрийского основания. Возникновение рифтов на месте зеленокаменных зон позволяет объяснить состав пород меланжа и обойтись в этом случае без привлечения гипотезы базификации.

Настаивая на сходстве альпийских «эвгеосинклиналей» с рифтами, хочется привести и такое рассуждение. Если представить себе, что процесс раскалывания Африканского континента продолжается и от него отделяется следующий блок, начинающий сближение с Аравией, то какого рода структура могла бы возникнуть на месте Красного моря? Очевидно, из центрального грабена были бы выжаты в виде системы чешуи основные вулканические породы, накапливающиеся там ныне, фрагменты «базальтовой» коры, серпентиниты. Образовалась бы линейная зона

покровов, подобных надвигам Загроса, с мощным развитием типичного меланжа. Разрыв этих покровов привел бы, как в Загросе, к формированию перед их фронтом флишеподобных толщ, впоследствии смятых, и т. д. Можно думать, что возникшая зона мало чем отличалась бы от Загроса.

В заключение хочется еще раз подчеркнуть важность изучения вещественного состава и закономерностей распространения альпийского меланжа. Эта работа, несомненно, откроет новые, неожиданные перспективы в изучении тектонического развития всего Средиземноморского пояса и Альпийской складчатой области в его пределах.

Литература

- Белостокский И. И. О тектонических покровах и гравитационных структурах Динариды. Ст. 1. Тектонические покровы. Ст. 2. Гравитационные структуры. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 6, 1963; № 1, 1964.
- Браун Г. Ф., Джексон Р. О. Аравийский щит. Тр. XXI Международн. геол. конгр. Вып. 1, Изд-во иностр. лит., 1963.
- Казьмин В. Г. Особенности сочленения Аравийской платформы и Альпийской геосинклинальной области. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 6, 1965.
- Казьмин В. Г. Место офиолитовых формаций в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы. Геотектоника, № 3, 1966.
- Казьмин В. Г., Кулаков В. В. Офиолитовая формация Северо-Западной Сирии. Изв. высш. школы, Сер. геология и разведка, № 2, 1965.
- Книппер А. Л., Костанян Ю. Л. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1964.
- Книппер А. Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма. В кн.: «Проблемы связи тектоники и магматизма», Изд-во «Наука», 1969.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Изд-во «Мир», 1967.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. Геотектоника, № 5, 1967.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, № 4, 1969.
- Удинцев Г. Б., Чернышева В. И., Дмитриев Л. В. Магматизм океанов в связи с их тектоникой. В кн. «Проблемы связи тектоники и магматизма». Изд-во «Наука», 1969.
- Хессс Ж. Срединноокеанические хребты и тектоника дна океана. В кн. «Геология и геофизика морского дна». Изд-во «Мир», 1963.
- Шатский Н. С. О марганцевоносных формациях и о металлогении марганца. Ст. 1. Вулканогенно-осадочные марганцевые формации. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1954.
- Штеклин Дж. Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1, 1956.
- Abouin J. Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin. Bull. Soc. Geol. Fr. 7-me ser., v. 2, No. 4, 1961.
- Bagnell P. S. Wrench Faulting in Cyprus. J. Geol., v. 72, N 3, 1964.
- Bailey E. B., McCallien W. Y. S. Serpentine lavas, Ankara melange and the Anatolian Thrust. Roy. Soc. Edinburgh Trans., v. 62, pt 2, 1952—1954.
- Brunn J. Les Eruptions ophiolitiques dans le NW de la Grèce, leurs relations avec l'orogenese. Congr. Geol. Intern. C. R. de la 19 sess. Alger, 1952; fasc. 17, 1954.
- Dubertret L. Geologie des roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie et du Hattay (Turquie). Paris, 1953.
- Freud R. A model of the structural development of Israel and adjacent areas since Upper Cretaceous times. Geol. Mag., v. 102, No. 3, 1965.
- Gansser A. Ausseralpine Ophiolithproblem. Eclogae geol. helv., v. 52, N 2, 1959.
- Girdler R. W. The role translational and rotational movements in the formation of the Red Sea and Gulf of Aden. In. «The world Rift System». Rep. of Sympos., Ottawa, Canada, 1965.
- Quennel A. M. Tectonics of the Dead sea rift. Congr. Geol. Intern., XX sess., Mexico, 1956, Ed. 1959.
- Lees G. The Geology and Tectonics of Oman and parts South-Eastern Arabia. Quart. J. Geol. Soc. London, v. 84, No. 4, 1928.
- Schmidt W. F. Zur Structure und Tektonik der Insel Cypren. Geol. Rundschau, B. 50, 1960.
- Steinmann G. Geologische Beobachtungen in den Alpen. Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg, B. 16, 1905.
- Trumphy R. Paleotectonic evolution of the central and western Alps. Bull. Geol. Soc. America, v. 71, No. 6, 1960.

УДК 551.24+551.3(470.5)

Г. А. С М И Р Н О В

К ИСТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ УРАЛА ПО ДАННЫМ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ *

Рассматривается ряд положений, связанных с выяснением истории тектонических движений Урала. Аргументируется выделение экстернид и интернид, а также более дробных подразделений этих областей на поднятия и прогибы. Подчеркивается роль верхнедевонских движений в истории формирования структур. Прослеживается сходство главных черт геологического развития Урала и других складчатых систем.

За последние два десятилетия наши представления об истории формирования Урала пополнились новыми данными, часть которых была получена с помощью литолого-фациальных методов исследования. В связи с этим представляется целесообразным рассмотреть ту часть проведенных работ, которая позволила подойти к решению ряда вопросов, связанных с выяснением истории тектонического развития Урала.

Одной из характерных особенностей геологического строения Урала, как складчатой области, является то, что тектонические структуры, созданные движениями разного времени (байкальскими, каледонскими, герцинскими), как правило, имеют одни и те же простирания. Места, где имеются отклонения от этого общего правила (а они все же есть), редки или проявлены нечетко. Совпадение простираний разновозрастных структур значительно усложняет выделение этапов появления древних тектонических движений. Поскольку наиболее полно по ширине Урал представлен в южной части, то лучше всего рассматривать его характерные зоны, выделяющиеся в поперечном сечении, именно на этих широтах.

Уже давно принято различать в строении Урала две крупных зоны — западного и восточного склонов, геологическая граница между которыми проводится по Главному Уральскому разлому. Даже такое общее и, казалось бы, чисто географическое, а следовательно, местное деление полностью отвечает принятому Г. Штилле (1964) делению складчатых систем на две области — экстернид и интернид.

Зона экстернид в Урале будет отвечать всему миогеосинклинальному пространству (Обуэн, 1967), располагающемуся между восточным краем Восточно-Европейской платформы на западе и Главным Уральским разломом на востоке. В ее составе на Южном Урале выделяются две крупные структуры: Башкирское миогеосинклинальное поднятие вместе с зоной Уралтау и Западно-Уральской миогеосинклинальный прогиб.

Миогеосинклинальное поднятие четко протягивается вдоль всего Урала. Оно сложено породами рифея и нижнего палеозоя, представленными типичными миогеосинклинальными формациями. Однако в разрезе этих толщ, хотя и в подчиненном количестве, все же имеются и вулканические образования. Почему-то иногда считают, что отсутствие и наличие изверженных пород является формальным признаком,

* В данной статье рассматривается не вся длительная история развития Урала, а в основном только герцинский этап. Во избежание недоразумений эту оговорку совершенно необходимо иметь в виду при чтении статьи.

по которому определяется принадлежность той или иной области к мио- или эвгеосинклинали, не учитывая сколько их и какого они характера и происхождения. Недавно Д. С. Штейнберг (1968), рассмотрев магматизм миогеосинклинального поднятия Урала, пришел к выводу о том, что «специфика магматизма и магматической металлогении западного склона Урала — это в значительной мере специфика Русской платформы и ее периферической части, но не Уральской геосинклинали» (стр.23).

Уральское миогеосинклинальное поднятие по положению, которое оно занимает в поперечном разрезе геосинклинального пояса, может быть сопоставлено с поднятием Зеленых и Голубых гор в Аппалачах и поднятием Гаврово в Эллинидах.

Миогеосинклинальный прогиб экстернид Урала, пожалуй, не нуждается в дополнительной характеристике, поскольку он достаточно хорошо изучен. Породы, слагающие это пространство, в стратиграфическом разрезе начинаются с базальных слоев такатинской свиты эйфельского яруса, залегающих несогласно чаще всего на докембрийских образованиях и реже на ордовике и силуре. Нижняя часть прогиба сложена в основном разнообразными известняками, лишь на отдельных стратиграфических уровнях переслаивающихся с пачками кварцевых песчаников. Верхняя часть разреза, преимущественно пермская по возрасту, образует серию предгорных структур, протягивающихся вдоль Урала. В этой части миогеосинклинального пространства, т. е. во всем миогеосинклинальном прогибе, изверженные породы полностью отсутствуют. Нижняя часть разреза, слагающего прогиб, смята в линейные складки, усложненные разрывами разного типа вплоть до надвигов.

Эвгеосинклинальное пространство или интерниды Урала так же четко подразделяются на две зоны. Западная из них представлена эвгеосинклинальным Магнитогорским прогибом, а восточная — эвгеосинклинальным Восточно-Уральским поднятием. Есть в этом пространстве еще одна структура, мы имеем в виду Восточно-Уральский прогиб, но, как нам представляется, она в «табели о рангах» должна занимать другое, т. е. более подчиненное место, а не стоять в одном ряду с двумя названными выше, о чем подробнее еще будет сказано ниже.

Эвгеосинклинальный Магнитогорский прогиб представляет собой единую зону, к настоящему времени достаточно хорошо изученную (Сергиевский, 1962; Фролова, Гончарова, Шарфман, 1968).

Как известно, прогиб в основном слагается эффузивным комплексом, среди которого в подчиненном количестве имеются толщи кремнистых осадочных пород, известняков, конгломератов, песчаников и глинистых сланцев. Одной из характернейших особенностей данной зоны является отсутствие в ней значительных стратифицированных метаморфических образований и интрузий гранитоидного состава.

Нижняя часть комплекса, слагающего прогиб, образована вулканогенно-кремнистой формацией, а верхняя — в основном осадочными породами. Отмирание эвгеосинклинальной стадии развития прогиба произошло в позднем девоне. Если в эйфельском и живетском веках вдоль всего Урала протягивались сплошные пояса вулканитов, то во франском они занимали уже значительно меньшие площади, к тому же отделенные по простиранию друг от друга зонами накопления осадочных образований. В фаменском веке области проявления активного вулканизма сократились до совершенно незначительных размеров. Широкое поле зилаирской серии, развитой в прогибе, покоится на эвгеосинклинальном основании, а в дальнейшем здесь практически не образовывалось эвгеосинклинальных формаций. Отмечая это явление, нам приходилось уже указывать на то, что «такая смена свидетельствует о новом этапе развития, в какой вступает данная область» (Смирнов, Смирнова, 1967, стр. 188). Поздне-турнейский вулканизм, во многом уступающий девонскому как по мощ-

ности накопившихся толщ, так и по площади их развития, проявился, во-первых, после перерыва в вулканической деятельности; во-вторых, он возник не в центральной части данного прогиба, а на восточной его окраине, в месте сочленения с областью поднятия; в-третьих, в формационном отношении он довольно резко отличался от девонского тем, что представлен двумя резко контрастными сериями, что обычно характерно для начальных этапов развития магматического цикла, и, наконец, содержит элементы черт, свойственные эпиплатформенным областям. Так что направленность тектонического развития данного прогиба, запечатленная в слагающих его формациях, достаточно ясно выражена.

Характерной особенностью Магнитогорского эвгеосинклинального прогиба является еще и то, что он первым начал заполняться флишовой толщей граувакковых песчаников и глинистых сланцев верхне-го девона. Сходство этой формации с верхнепалеозойской было отмечено нами ранее (Смирнов, Смирнова, 1961). Положение о том, что данная граувакковая формация накапливалась во внутреннем прогибе Урала за счет размыва эвгеосинклинального поднятия и что весь этот обломочный материал как в ловушке оставался в описываемом прогибе и не достигал даже края Восточно-Европейской платформы, также довольно подробно было разобрано нами в указанной выше работе.

Восточно-Уральское эвгеосинклинальное поднятие, как известно, резко отличается от только что рассмотренного прогиба. Первое наиболее четко бросающееся в глаза отличие этой зоны выражается в широком распространении в ней гранитных интрузий. Совершенно не случайно описывая основные части уральской складчатой структуры, И. И. Горский (1943) назвал эту область зоной герцинских интрузий. Автором эта зона принимается в более широких пределах, в которые входит и Зауральское поднятие. Однако в настоящее время в этой структурной зоне известны гранитоиды не только герцинские, но и каледонские (Смирнов, Смирнова, 1953). Во всяком случае наличие здесь фрагментов фундамента из кембрийских, ордовикских, силурских образований доказано неоспоримыми фактическими данными (Мамаев, 1965). Проявление догерцинского метаморфизма, а также догерцинской магматической деятельности как эффузивной, так и интрузивной в настоящее время не может подвергаться сомнению. В герцинском этапе эта зона вновь была охвачена внедрением гранитных интрузий и проявлением метаморфизма. В позднем девоне здесь проявилась акадская орогенция. Это обусловило несогласное залегание нижнего карбона на более древних толщах разнообразного генезиса. Восточно-Уральское эвгеосинклинальное поднятие как структурный элемент складчатого пояса характеризуется целым рядом специфических черт строения и истории своего развития. Эта широкая и своеобразная зона Урала также имеет аналогов среди других геосинклинальных систем мира. В Аппалачах ей соответствуют так называемые кристаллические Аппалачи (нагорье Новой Англии и плато Пьемонт). В герцинидах Западной Европы охарактеризованной структуре Урала соответствует Молданубская зона¹. В ней герцинский гранитоидный магматизм и метаморфизм также проявлены весьма интенсивно. В альпийской складчатой системе Эллинид (Обуэн, 1967) Восточно-Уральскому поднятию отвечает Пелагонийская зона.

Проявлению каледонских движений на Урале² фиксируется, в частности, отмиранием эвгеосинклинальных условий развития в южной части Тагильского прогиба. Проведенные исследования показали (Смирнов, Смирнова, 1961; Мухина и др., 1965), что начиная с эйфельского века эвгеосинклинальные условия, свойственные Магнитогорскому прогибу,

¹ Если не ошибаюсь, на это впервые указал Н. П. Херасков (1964).

² Подробнее об этом см. работу А. А. Пронина (1965).

к северу от широты г. Челябинска прослеживаются не в Тагильском, а в Восточно-Уральском прогибе. Это косо расположенные фациальная зона по отношению к крупным современным тектоническим структурам Урала устойчиво удерживалось в течение эйфельского, живетского, франского, фаменского веков и раннего турне.

Проявление каледонских тектонических движений в описываемой зоне наиболее отчетливо наблюдается в ее северной части. Здесь это явление, по данным С. Н. Волкова (1960, стр. 25), фиксируется в основании эйфельского яруса наличием толщи полимиктовых конгломератов, которые, по указанию цитируемого автора, «могут служить маркирующим горизонтом при изучении разрезов среднего палеозоя». В Северо-Уральском районе об этом же свидетельствует залегание бокситового горизонта на закарстованной поверхности герцинских известняков. Широкое развитие рифогенных фаций в раннем девоне и в начале среднего также, по нашему мнению, хотя и косвенно, но указывает на проявление положительных движений. Данный вывод основывается на подчеркнутой нами закономерной связи широкой приуроченности биогенных рифов к эпохам регрессий моря и, следовательно, проявлениям положительных движений. Наконец, А. С. Перфильев (1968, стр. 152), рассматривая морфологию тектонических структур данного эвгеосинклинального прогиба на севере Урала, отмечает «большую дислоцированность отложений нижнего структурного подэтажа (силур — нижний девон) по сравнению с породами верхнего подэтажа».

Несогласное залегание эйфельских песчаников такагинской свиты на более древних породах в Красновишерском районе, отчетливо выявленное здесь в последние годы, не оставляет сомнений в том, что каледонские движения в этих местах также проявились.

Изучение палеогеографии южной части Тагильского прогиба в среднем палеозое показывает, что данная территория после проявления каледонских движений, вероятно, более не развивалась по эвгеосинклинальному типу. Таким образом, в течение всего среднего палеозоя эта область Урала входила в миогеосинклинальную зону, развившуюся на эвгеосинклинальном основании.

Смещение изотопических фациальных зон в ходе геологической истории, отмечаемое на Урале, не составляет уникального явления, так как подобные процессы отмечаются и в других складчатых областях. Следовательно, элементарная структурная зона складчатой области вовсе не обязательно представляла собой в течение геологической истории ее развития и единую изотопическую фациальную зону.

Дискуссионным считается вопрос о том, была ли область Башкирского поднятия, сложенная отложениями рифейской группы и частью нижнего палеозоя, перекрыта осадками в среднем палеозое или нет? Отвечая на этот вопрос, мы одновременно решаем еще и другой, который можно сформулировать так: были ли связаны между собой переходной зоной седиментации в среднем палеозое отложения эвгеосинклинали и миогеосинклинали, или эти два прогиба в процессе их заполнения осадками разделялись возвышающимся над уровнем моря барьером?

По представлениям ряда геологов, область миогеосинклинального поднятия и прилегающая к ней зона Уралтау в среднем палеозое не являлась областью накопления осадков, а характеризовалась положительными восходящими движениями. Такого мнения придерживались Н. Г. Кассин (1947), В. В. Хоментовский (1952), Б. М. Романов (1958) и многие другие геологи, хотя и не высказывавшие своего мнения по этому вопросу в печати. Об этом автору хорошо известно по устным дискуссиям, которые ему приходилось вести с коллегами на данную тему.

Противоположного мнения по затрагиваемому вопросу придерживаются В. Е. Руженцев (1946), А. В. Даргевич, К. Э. Якобсон (1960), Г. А. Смирнов и Т. А. Смирнова (1961, 1967) и др. Литологическое изу-

чение комплексов верхнего девона, а также нижнего и среднего карбона западного склона Южного Урала, проведенное Г. А. Смирновым, достаточно убедительно показывает, что фациальные зоны, существовавшие на этой территории в среднепалеозойское время, пересекали область Башкирского поднятия, а не окаймляли ее, как это совершенно неизбежно должно было бы быть в том случае, если бы на этом месте располагалось поднятие.

В настоящее время оспаривать существование в целом единой зоны прогиба, располагавшейся в конце позднего девона в пределах современной структуры Магнитогорского синклинория и восточной части Башкирского поднятия, решительно невозможно. Крайние западные выходы полимиктовых песчаников зилаирской серии верхнего девона, составлявшие западный борт упомянутого прогиба, сейчас известны в Зилаирском синклинории, в Юрезанской синклинали и, наконец, в южной части Уфимского амфитеатра, а главным источником сноса обломочного материала этой толщи служило Восточно-Уральское поднятие (Смирнов, Смирнова, 1961). Таким образом, естественно заключить, что зоны седиментации геологического прошлого, располагавшиеся как в интернидах, так и в экстернидах, никаким барьером не разделялись и миогеосинклиналиное поднятие в среднем палеозое перекрывалось накапливавшимися в то время на нем осадками.

В связи с этим встает вопрос о том, когда же рассматриваемая область Урала приобрела тот вид, какой она имеет сейчас. Ряд весьма интересных фактов и соображений по этому поводу высказала В. А. Даргевич (1958), по данным которой поднятие центральной метаморфической зоны и Башкирского антиклинория, обусловившее разрыв накопившихся на них осадков, началось в начале верхнего палеозоя и в дальнейшем нарастало. Как указывает В. А. Даргевич, об этом свидетельствуют факты нахождения в обломочном материале ниже- и верхнепермских терригенных толщ пород, свойственных ашинской, эльмерданской и некоторым другим свитам верхней части разреза древних толщ.

Здесь уместно привести данные, противоречащие нашим построениям, правда, относящиеся уже к Северному Уралу. Так, О. А. Кондяйн и А. Г. Кондяйн (1960) указывают, что по мере движения на восток, т. е. приближаясь к Улутаускому антиклинорию, в девонских отложениях количество обломочного материала заметно увеличивается. Эти данные наводят на мысль о том, что эвгеосинклиналиная и миогеосинклиналиная зоны разделялись поднятием, что и изображено на литолого-фациальных картах, приложенных к статье авторов. Для окончательного решения данного вопроса было бы желательным изучение косой слоистости терригенных толщ девона на Северном Урале.

Литолого-фациальное изучение толщ среднего палеозоя западного склона Среднего Урала приводит к однозначному выводу, который основывается на следующих данных. Известно, что распространенные здесь девонские и каменноугольные комплексы пород представлены в основном известняками и переслаивающимися с ними кварцевыми песчаниками. Изучение этих толщ показало, что мощность их постепенно возрастает от окраин Восточно-Европейской платформы в направлении к Уралу, что является отражением увеличивающейся мобильности прогибания земной коры. В настоящее время большим числом бесспорных данных, в частности с помощью массового замера пространственной ориентировки косослоистых серий, удалось доказать, что снос песчаного материала, из которого сложены обломочные породы такатинской свиты среднего девона и угленосной толщи нижнего карбона, происходил из областей, располагавшихся западнее Урала. К тому же установлено, что песчаники такатинской свиты развитые в западных разрезах, имеют аллювиальное происхождение, а в крайних восточных выходах они переходят в прибрежно-морские.

Таким образом, все имеющиеся в нашем распоряжении данные как по Южному, так и по Среднему Уралу свидетельствуют о том, что миогеосинклинальное поднятие экстернид в среднем палеозое не составляло возвышающегося барьера и соединение зон седиментации восточного и западного склонов было свободным. Однако доказательства этого положения усложняются тем, что отложения, отвечающие переходным зонам, как правило, не сохраняются.

Рассмотренный вопрос также не является специфичным только для Урала. Поскольку эвгеосинклинальный и миогеосинклинальный прогибы в современной структуре ряда складчатых областей обычно разделены миогеосинклинальным поднятием, то естественно считать этот вопрос общим. В таком случае небезынтересно знать, как же он решался исследователями других складчатых систем. Знакомство с литературой показывает, что и там он решался по-разному. Однако замечается общая тенденция, выражающаяся в том, что более ранние исследователи считали первичное разделение этих прогибов чем-то само собой разумеющимся, в то время как позднее на этот вопрос стали отвечать иначе.

Изучение палеогеографии и фаций верхнего девона Урала позволило оценить роль верхнедевонских движений в геологической истории этого региона полнее, нежели это можно было сделать ранее. Начало формирования поднятий данного времени относится к франскому веку. В фамене эти поднятия достигли максимума и проявились на огромном протяжении вдоль Урала. Процессы вулканизма, начиная с позднего девона, ослабли по сравнению с тем, какими они были в предшествующие времена. Области их проявления были локальными. После верхнего девона Урал вступает в новый этап развития, характеризующийся отмиранием эвгеосинклинальных условий. Рассмотрим только что высказанные положения несколько подробнее.

Первое весьма существенное отличие франской палеогеографии Урала от предшествующих времен заключается в довольно резком сокращении областей, захваченных проявлением вулканической деятельности. В это время территории, охваченные эвгеосинклинальными условиями развития, не выступают в виде сплошных лент, протягивающихся вдоль всего Урала, как это имело место в среднем девоне (Мухина и др., 1965). На протяжении Южного и Среднего Урала район, охваченный проявлением активной вулканической деятельности франского времени, располагался в пределах Магнитогорского прогиба, где он ограничивался на юге широтой Биягодинской структуры. На север зона проявления франского вулканизма с перерывами прослеживается до села Б. Куяш.

Как непосредственно к северу, так и к югу от указанных пунктов вулканические образования в данной зоне отсутствуют. Здесь разрезы франских образований сложены осадочными породами, среди которых преобладающими являются полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с глинистыми сланцами. Часто строение этих толщ ритмичное — флишоидного типа. Эта широко развитая на Урале характерная толща со времен исследования Л. С. Либровича (1936) обычно выделяется под названием зилаирской свиты. Последние годы эту толщу уральские геологи предпочитают именовать не свитой, а серией, поскольку в ее составе выделяется сейчас ряд свит. Местами, например в разрезах по р. Исеть и у д. Кодинки, в низах толщи имеются конгломераты. Этот разрез хорошо охарактеризован фауной. Нижняя его часть содержит раннефранский, а верхняя — позднефранский комплекс брахиопод.

Примечательно то, что в тех разрезах, где франские образования представлены этой толщей, лежащая выше часть наращивается сходной пачкой пород, так что разницу между франским и фаменским ярусами провести, как правило, весьма трудно.

В той части прогиба, где франский ярус представлен вулканогенными породами с максимальной мощностью около 800—1000 м, отложения зи-

лаирской серии начинаются непосредственно выше их. Если учесть, что мощность вулканогенных пород по простиранию зоны к местам их выклинивания уменьшается, то естественно, что и нижняя возрастная граница зилаирской серии в пределах франского яруса оказывается скользящей.

Что касается верхней возрастной границы серии, то в разрезе по р. Зирень-Агач эта характерная толща заканчивается на границе нижнего и среднего визе. Верхняя граница серии, так же как и нижняя, от места к месту несколько меняется. Так что возраст серии на восточном склоне Урала в разных местах различен, но максимальный интервал, который он охватывает, лежит в пределах от раннего франа до раннего визе включительно.

Зилаирская серия, будучи сложенной обломочными породами — песчаниками полимиктового состава, переслаиваемыми с глинистыми сланцами, представляет собой флишоидную граувакковую формацию. Эта толща накопилась за счет размыва приподнятой горной области, располагавшейся восточнее зоны накопления зилаирской серии, т. е. область, охваченная орогенезом, находилась в более внутренней части геосинклинали. Орогенические движения позднедевонского времени начали проявляться в начале франского века, причем не повсеместно. Раньше всего поднятия появились в области восточного склона Среднего Урала и юга Южного Урала. В фаменское время этими движениями был охвачен уже весь восточный склон Среднего и Южного Урала. Возникшие в франском веке изолированные области островной суши с течением времени разрастались, и в фамене возникла кордильера, протягивающаяся через весь Урал. Область воздымания на Южном Урале располагалась в пределах Восточно-Уральского эвгеосинклинали поднятия.

Изучение географического распространения пространственно выдержанного, литологически однородного зилаирского комплекса показало, что эта весьма характерная и мощная формация, будучи широко развитой в северной части Восточно-Уральского прогиба, южнее отклоняется к юго-западу и далее прослеживается уже в Магнитогорском погружении. В южной части Восточно-Уральского прогиба, примерно от широты г. Челябинска, эта формация полностью отсутствует. При этом у нас нет никаких оснований объяснять ее исчезновение в южной ветви данной структуры за счет тектонических перекрытий или последующего полного размыва. Анализ имеющихся данных показывает, что зилаирская серия здесь отсутствовала первично, т. е. не отлагалась. Знаток геологии этих мест Н. Ф. Мамаев (1965) пишет: «Отсутствие фаунистические обособленного франского яруса, наряду с приведенными выше данными, может рассматриваться как следствие существовавшего на территории описываемого региона в франский век перерыва в осадконакоплении и вулканизме» (стр. 52).

В прогибе, где шло накопление обломочных пород, проявлений вулканизма почти не было. Да и вообще во время накопления флишоидной граувакковой формации вулканическая деятельность в пределах Магнитогорского прогиба затухает. Эта коррелятивная связь весьма примечательна. Резкий спад проявлений вулканизма в позднем девоне — явление весьма характерное не только для Южного и Среднего Урала, но и для всей северной части хребта. А. С. Перфильев (1968, стр. 200), описывая геологическую историю развития севера Урала, указывает, что «к концу девона вулканическая деятельность в эвгеосинклинали зоне почти полностью затухает».

Таким образом, мы вправе сделать заключение о том, что орогенические движения верхнедевонского времени являются первыми в ходе герцинского этапа развития. Эти движения, хотя и не прекратили геосинклинали развития Урала полностью, но существенно подготовили этот процесс. Следовательно, на протяжении герцинского этапа Урал

пережил две стадии орогенических движений. Первая, подготовительная, стадия по времени приходилась на верхний девон; вторая, заключительная, охватывала время от среднего карбона до перми.

Изложенный материал показывает, что зилаирские отложения Урала не могут относиться к аспидной формации. Во-первых, потому, что аспидная формация, как об этом единодушно указывается в литературе, образуется в стадию начального погружения геосинклинали. Зилаирские же образования возникли в результате размыва поднятия, образовавшегося во вторую, предорогеническую (по В. Е. Хаину, 1964), стадию.

Во-вторых, в литературе также указывается, что «по времени аспидная и спилито-кератофировая формация синхронны, в пространстве они замещают друг друга» (Хаин, 1964, стр. 180). Ничего подобного на Урале не отмечается. Более того, спилито-кератофировая формация относится к силурийскому возрасту, а зилаирская — к позднедевонскому. Таким образом, ни о какой синхронности между временем образования данных формаций в рассматриваемом случае говорить нельзя.

Как уже указывалось выше, образования зилаирской серии Урала правильнее относить к ранней флишоидной граувакковой формации.

Отмеченные верхнедевонские движения, четко фиксирующиеся на Урале, как известно, широко проявились и в других складчатых системах мира. В Аппалачах движения этого возраста получили название академской орогении. Созданный академской орогенией рельеф в западных разрезах Аппалач фиксируется крупным «обломочным клином».

Известно также, что верхнедевонские орогенические движения имели место и в герцинидах Западной Европы. Здесь они проявились в Молданубской зоне и во внутренней части Сакско-Тюрингской зоны. Напомним читателям о том, что упомянутые зоны герцинид Западной Европы во всей геологической истории являются аналогами Восточно-Уральского поднятия. Проявление именно в этих зонах Европы и Урала верхнедевонских движений является одной из общих черт их развития.

Верхнедевонские тектонические движения фиксируются еще и в Восточно-Австралийском складчатом сооружении, так как верхнедевонские отложения здесь представлены обломочными породами.

В связи с затронутой проблемой встает вопрос о том, когда же Восточно-Уральский прогиб начал формироваться как единая структурно-фациальная зона. Ответ на этот вопрос, пожалуй, сейчас можно уже дать довольно определенный. Заложение этой структуры началось в верхнем турне — нижнем визе и, возможно, было обусловлено процессом растяжений земной коры. Только начиная с этого времени фациальная зональность, мощность развитых здесь отложений, литологический состав толщ, участвующих в сложении прогиба, приобретают ту поразительную общность, которая им свойственна и сохраняется на огромном протяжении от пос. Бреды на юге до г. Алапаевска на севере.

Здесь уместно вспомнить, что Восточно-Уральское поднятие в течение конца девона и раннего турне было областью размыва, а с позднего турне — раннего визе вновь становится ареной накопления осадков. Таким образом, академские движения, охватившие данную область, и последовавший за этим размыв созданного рельефа обусловили то несогласие, которое наблюдается в основании обломочных угленосных толщ, выстилающих южную ветвь Восточно-Уральского прогиба.

Так, подугленосные конгломераты в крыльях Домбаровской синклинали покоятся на образованиях силура и девона и содержат в гальках разнообразных осадочных, эффузивных и интрузивных пород.

Каряжинская свита, залегающая в основании разреза Брединского месторождения, состоит из гравийных полимиктовых, аркозовых песчаников и мелкогалечных конгломератов. Эта свита несогласно залегает на породах нижнего палеозоя.

Примеры, подобных соотношений между угленосной толщей, выполняющей прогиб, и подстилающими ее комплексами, можно было бы продолжить, но в этом нет необходимости, поскольку они и без того довольно хорошо известны по литературным источникам (Петренко, 1946).

Изложенный материал показывает, что геологическая позиция, занимаемая Восточно-Уральским прогибом на Среднем и Южном Урале, совершенно различна. Если на Среднем Урале нижекарбонная угленосная толща начала отлагаться в структуре, которая и до этого времени развивалась как прогиб, то на Южном Урале она заложилась на эродированной поверхности бывшего поднятия. Отсюда мы должны сделать вывод, что Восточно-Уральский прогиб, ясно очерчивающийся на геологических картах по отложениям визейского возраста, в верхнем девоне и нижнем турне, не существовал как единое целое.

Литература

- Волков С. Н. Средний палеозой северной окраины Нижнетагильского синклинория. Тр. геологического музея, им. А. П. Карпинского, вып. IV, Изд-во АН СССР, 1960.
- Горский И. И. Геотектонические условия формирования угольных месторождений Урала. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4-5, 1943.
- Даргевич В. А. Об источниках обломочного материала и о былом распространении верхнепалеозойских отложений на Урале. Докл. АН СССР, т. 123, № 1, 1958.
- Даргевич В. А., Якобсон К. Э. Анализ вещественного состава и фаций верхнепалеозойских терригенных толщ в связи с геологической историей Башкирского Урала. Сб. «Геология и полезные ископаемые Урала и Тургая». Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 39, 1960.
- Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Изд-во АН КазССР, 1947.
- Кондиайн О. А., Кондиайн А. Г. Стратиграфия и фации девонских отложений южной части Печорского Урала. Сб. Геология и полезные ископаемые Урала. Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 28, 1960.
- Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртымского района на Южном Урале. Тр. ЦНИГРИ, вып. 81, 1936.
- Мамаев Н. Ф. Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала. Тр. Ин-та геол. УФАИ СССР, вып. 73, 1965.
- Мухина В. П., Конев П. Н., Шнейдер Б. А., Шуйский В. П. Основные черты палеогеографии Урала в эйфельском веке. Докл. АН СССР, т. 164, № 3, 1965.
- Обуэн Ж. Геосинклинали, проблемы происхождения и развития. Изд-во «Мир», 1967.
- Перфильев А. С. Особенности тектоники севера Урала. Изд-во «Наука», 1968.
- Петренко А. А. Нижнекаменноугольные месторождения каменных углей и антрацитов Южного Урала. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 79, 1946.
- Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. Изд-во «Наука», 1965.
- Романов Б. М. К вопросу о развитии Уральской палеозойской геосинклинали. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала», вып. 6, Госгеолтехиздат, 1958.
- Руженцев В. Г. Основные фациальные зоны верхнего карбона на Южном Урале. Докл. АН СССР, т. 53, № 8, 1946.
- Сергиевский В. М. Магматизм и развитие тектонических структур Урала. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала», вып. 2, Госгеолтехиздат, 1962.
- Смирнов Г. А. Материалы к палеогеографии Урала. Визейский ярус. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, вып. 29, 1957.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. О возрасте гранитных интрузий Урала. Докл. АН СССР, т. 90, № 6, 1953.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк III. Фаменский век. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, вып. 60, 1961.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк IV. Турнейский век. Ин-т геологии и геохимии УФАИ СССР, Свердловск, 1967.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.
- Хоментовский В. В. К истории развития антиклинория Яман-Тау. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 27, вып. 1, 1952.
- Фролова Т. И., Гончарова Т. Я., Шарфман В. С. Основные черты палеозойского вулканизма Южного Урала. В кн. «Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала», Изд-во Моск. ун-та, 1968.
- Штейнберг Д. С. О специфике магматизма западного склона Урала. Сб. «Вулканические образования Урала». Изд-во УФАИ СССР, Свердловск, 1968.
- Штилле Г. Избранные труды. Изд-во «Мир», 1964.

Институт геологии и геохимии
УФАИ СССР
г. Свердловск

Статья поступила
19 мая 1969 г.

УДК 551.24 (571.551)

Е. Н. АЛТУХОВ, А. Д. СМИРНОВ

ОБ АГИНСКОЙ СТРУКТУРЕ ЗАБАЙКАЛЬЯ

На основании новых геологических и геофизических данных приведено описание строения и состава осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов, участвующих в строении Агинской структуры. По комплексу признаков сделан вывод о принадлежности этой структуры к категории срединных массивов.

Агинская структура — одна из крупнейших в Монголо-Охотской складчатой области. Повышенный интерес к ней определяется ее рудо-контролирующим значением и специфической металлогенической специализацией.

При тектоническом и металлогеническом анализе на территории Монголо-Охотской складчатой области Агинская структура различными исследователями трактуется совершенно по-разному, что связано с разноречивым пониманием возраста и формационной принадлежности осадочных комплексов, участвующих в ее строении. Обычно считалось, что в строении структуры принимают участие толщи силура, девона, карбона, перми, триаса и верхней юры, причем в разное время соотношения между возрастными комплексами и их структурная принадлежность определялись различно. В соответствии с этим Агинская структура именовалась Агинским палеозойским полем (Амантов, 1963), эвгеосинклинальным прогибом герцинид (Нагибина, 1963), жестким массивом (Ициксон и др., 1960), и т. д. Некоторые исследователи считают, что только в мезозое Агинская структура стала срединным массивом (Зорин, 1964; Козеренко, 1956), другие же относят ее к категории срединных массивов уже в герцинском этапе развития (Варламов, Старченко, 1968). Прогибы пермо-триаса на Агинском массиве одни исследователи рассматривают как геосинклинальные (Барабашев, 1968; Зорин и др., 1967; Козеренко, Мисник, 1969), а другие — в качестве наложенных, орогенных эпигеосинклинальных (Алтухов, Смирнов, Булдаков, 1968; Варламов, Старченко, 1968); наконец, еще недавно многие геологи не видели разницы между Агинским полем и Даурией, объединяя их в единый прогиб герцинид (Амантов, 1963; Зорин, Старченко, 1966; Нагибина, 1963).

Новые геологические материалы существенно уточнили возраст и структурное положение отдельных осадочных и осадочно-метаморфических комплексов, что позволяет пересмотреть и тектоническую природу Агинской структуры в целом.

Как известно, в низах разреза Агинского массива выделялись кулиндинская вулканогенная и ононская терригенная свиты. В настоящее время выяснилось, что вулканогенные образования встречаются на различных стратиграфических уровнях и в ононской свите, но тяготеют преимущественно к краевым частям Агинского массива. Одновременно оказалось, что относимые к кулиндинской свите вулканогенные образования четко приурочены к узкому шовному прогибу, окаймляющему с востока Агинскую структуру. Конфигурация этого прогиба свидетельствует об инородности жесткой массы, перекрытой отложениями ононской свиты (см. рисунок).

Принадлежность ононской свиты к геосинклинальному классу формаций определяется традиционно. Считалось, что ононская свита согласно перекрывается ундургинской, условно относившейся к девону. Теперь установлено, что ундургинская свита на Агинском массиве эквивалентна ононской, возраст которой определяется как рифейский на основании находок строматолитов, онколитов и катаграфий, характерных для верхнего докембрия (Ефимов, Тетяева, 1968). В то же время ононская свита резко противопоставляется заведомо кембрийским (в том числе и вендским) отложениям и хорошо сопоставляется по ряду признаков с заведомо рифейскими отложениями смежных регионов (Смирнов и др., 1967). При этом следует особо отметить недопустимость широкой датировки возраста ононской свиты (и ее аналогов) верхним протерозоем нижним кембрием (Варламов, Старченко, 1968), поскольку в действительности всюду в Забайкалье, как и в Прибайкалье, на границе кембрия (венда) и рифея отмечается структурное несогласие и перерыв (Волколаков, Язмир, 1966; Ефимов, Тетяева, 1968; Смирнов и др., 1967).

Ононская песчано-сланцевая свита перекрывает всю Агинскую структуру, но детали строения этой свиты маскируются наложенными межгорными прогибами девона, карбона, перми и триаса. Судя по строению разновеликих фрагментов свиты, структурный план ее характеризуется сочетанием линейных и брахиформных складок, определенным образом группирующихся в пространстве. Линейные складки образуют две обращенные выпуклостями друг к другу дуги: западную и восточную. Между расходящимися флангами складчатых дуг располагаются поля брахискладок, для которых характерно бессистемное размещение по площади и взаимное пересечение осевых линий; размеры брахискладок варьируют от нескольких сотен метров до 3—5 км в поперечнике. Все это свидетельствует о глыбовой природе складчатых форм ононской свиты и высоком стоянии блоков фундамента, «просвечивающего» в дислокациях ее слоев. Поэтому нами было сделано предположение, что под плащом ононской свиты погребена древняя (архейская?) глыба, раздробленная на блоки.

Ононская свита сложена метаморфизованными песчаниками и зелеными сланцами с прослоями и линзами кремнистых сланцев, зеленокаменных пород (по средним и основным эффузивам) и метаморфизованных известняков. Вулканогенные породы преимущественно тяготеют к восточной периферии Агинского массива, маркируя наиболее ослабленные, проницаемые зоны, что было уже ранее отмечено В. А. Амайтвым (1963). Отмечаются эффузивы и внутри Агинского поля, но в связи с разломами, участвующими в формировании структурного плана ононской свиты. Примечательно, что зеленосланцевый метаморфизм отложений ононской свиты выражен слабо. По внешнему виду и литологическому составу породы свиты очень сходны с заведомо девонскими, каменноугольными, пермо-триасовыми и даже юрским, развитыми на Агинском массиве и за его пределами. Это внешнее сходство названных отложений являлось одной из главных причин вольной датировки возраста некогда «немой» ононской свиты. Видимая мощность ононской свиты 2500—3000 м.

Важно отметить, что ононская свита «стерильна» в отношении интрузивных пород докембрийского возраста, что подтверждается и геофизическими данными, свидетельствующими об отсутствии интрузий и на глубине. Этот признак указывает на жесткость фундамента и является одним из важнейших при суждении о формационной принадлежности свиты.

Приведенная характеристика ононской песчано-сланцевой свиты не позволяет относить ее к геосинклинальному классу формаций. Вся «геосинклинальность» ее состоит лишь в наличии линз эффузивов, что само

по себе не может служить решающим критерием при формационном анализе. Напротив, сумма изложенных выше геологических признаков, подтвержденных и геофизическими исследованиями Л. А. Мастюлина и В. Д. Огородникова, свидетельствует о том, что ононская свита образует чехол срединного массива. Поэтому правомочен вывод о том, что Агинская структура впервые оформилась в качестве срединной в процессе развития протерозойско-рифейской геосинклинали. В это время массив играл активную роль в формировании структурного плана рифейд, конфигурация прогибов которых подчиняется его внешнему контуру. Иначе говоря, в процессе развития геосинклинали рифейд Агинский массив не вливался органически в состав складчатой области, а являлся чужеродным телом, не вовлеченным в геосинклинальное развитие. Лишь в конце собственно геосинклинального этапа развития рифейд, в связи с начавшимся их общим воздыманием, Агинский массив был вовлечен в компенсационное погружение, подобно юго-западной окраине Сибирской платформы (Смирнов и др., 1967). Тем самым можно сделать вывод, что длительное время Агинский массив испытывал высокое стояние и рифейская ононская свита занимает базальное положение в разрезе осадочных комплексов его чехла, располагаясь на блоках архейского фундамента с крупным стратиграфическим перерывом и структурным несогласием. Как отмечает А. Л. Яншин, «в типичных случаях на срединных массивах развивается сплошной или прерывистый чехол осадков, разновозрастных осадкам соседних геосинклиналей, но гораздо менее полный и платформенный по своему формационному характеру» (1965, стр. 33).

Уже давно установлено, что над Агинским массивом отмечается четкое поле положительных гравитационных аномалий субмеридионального простирания, тождественного простираниям аномалий над блоками архейских глыб, выведенных на дневную поверхность (Чарская, Муйская, Амалатская и другие глыбы). Новейшие исследования Н. Н. Чабана, В. Д. Огородникова и Л. А. Мастюлина позволили по геофизическим и геологическим данным оконтурить в пределах Агинского поля участки с неглубоким залеганием архея, а А. Ф. Озерский, И. Г. Рутштейн, А. М. Смирнов, и В. И. Шульдинер выделяют даже выходы архея на поверхность в пределах смежного с Агинским массивом Шилкинского шовного прогиба рифейд. Выделяемые «блоки архея» ранее картировались как каменноугольные диориты.

Мы считаем, что неглубокое залегание древних толщ (архея?) на Агинском массиве действительно имеет место, однако утверждать наличие его выходов на поверхность преждевременно, так как осмотр некоторых из выделяемых в архей выходов не убедил нас в правомочности подобного вывода. Прямые данные об архейском возрасте «диоритов» отсутствуют, Северо-западное простирание складчатых структур этих образований, привлекаемое в качестве одного из признаков, характерных для архейских комплексов соседних районов, в данном случае не может служить этой цели, так как Шилкинский шовный прогиб в этой части имеет общее северо-западное простирание, подчиненное внешнему контуру Агинского срединного массива. Признак сходства литологического состава тоже сомнителен, так как не исключено, что мелкозернистые амфиболиты окрестностей Оловянной (Цугуловский мост) принадлежат сохондинскому комплексу средней юры, а линзы белых известняков и другие осадочно-вулканогенные породы — кулиндинской свите.

Таким образом, выделение выступов архея на поверхность, с нашей точки зрения, недостаточно аргументировано. Участки же с неглубоким залеганием архейского фундамента занимают большую часть Агинского массива и свидетельствуют о малой мощности ононской свиты. Тем самым указанные выше исследователи подтвердили высказанное нами ранее по геологическим данным представление о близости блоков фундамента в пределах Агинской структуры, а следовательно, и вывод о

необходимости ее истолкования в качестве срединного массива (Алтухов, Смирнов, Булдаков, 1968).

Сложная палеозойская и мезозойская история тектонического развития Забайкалья в целом сказалась и на Агинском срединном массиве. Если в кембрии, ордовике и силуре массив испытывал воздымание, то в девоне на его западную и восточную окраины наложились соответственно Даурский и Борзинский прогибы герцинид, еще более резко подчеркнутые своей конфигурацией жесткостью срединной массы. В результате заложения герцинид первоначальные контуры рифейского срединного массива видоизменились и приобрели современные очертания. Первоначальные же контуры массива устанавливаются по сохранившимся выступам его блоков внутри герцинид. Тем самым начиная с девона Агинская структура приобрела черты, свойственные платформам, обрамленным с разных сторон разновозрастными складчатыми зонами (см. рисунок).

В процессе развития герцинской геосинклинали краевые части Агинского массива вовлекались разновеликими блоками и в разное время в кратковременное погружение, в результате чего на окраинах массива сформировались локализованные в межгорных прогибах комплексы отложений, качественно сходные с морскими молассаами. Отчетливая зависимость заложения межгорных прогибов на площади Агинского массива от процессов, протекавших в герцинидах Хангай-Даурской зоны, позволяет рассматривать их в качестве индукционных (по Н. П. Хераскову) или орогенных активизационных.

Наиболее древними среди палеозойских межгорных прогибов на Агинском массиве является Марковский, сформировавшийся вдоль западной границы массива. Первый период его развития охватывает интервал между нижним — средним девонем, в течение которого сформировался комплекс отложений мощностью около 2000 м. Главную роль в строении последних играют песчаники и алевролиты с редкими и мелкими линзами известняков. Возраст отложений устанавливается по фауне брахиопод и табулят (Амантов, 1963). Внутреннее строение прогиба простое: слои образуют полого падающую к востоку моноклинал северо-восточного простирания. Лишь более поздние глыбовые дислокации усложнили внутреннее строение девонских отложений прогиба, раздробив их на разновеликие блоки.

Второй этап развития Марковского прогиба начался в турне, когда в его пределах осадконакопление возобновилось, прекратившись вскоре в нижнем карбоне. За это время сформировался комплекс алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов мощностью около 150 м. Отложения карбона смяты в синклиналиную складку с пологими углами падения слоев в крыльях; простирание складки северо-восточное, согласное с простиранием слоев девона. Возраст отложений определяется по фауне брахиопод и гастропод (Амантов, 1963).

Несколько позже Марковского, в позднем девоне вдоль северной окраины Агинского массива заложился Хара-Шибирский межгорный прогиб, замкнувшийся в турне почти одновременно с Марковским. В его строении принимают участие отложения песчаников, гравелитов и конгломератов с редкими маломощными прослоями кислых эффузивов, дислоцированных в систему брахиформных и сундучных складок размером в первые километры. Мощность отложений около 350 м; их возраст определяется по фауне брахиопод и криноидей (Варламов, Котляр, Попеко, 1966).

В наюре вдоль северного края Агинского массива заложился Чиронский прогиб, развивавшийся до нижней перми включительно. Прогиб выполнен песчаниками, с прослоями конгломератов и алевролитов. Мощность отложений 1000—1500 м, их возраст определяется по фауне брахиопод и криноидей (Амантов, Котляр, Попеко, 1966). Во внутреннем строении прогиба выделяется ряд брахискладок. Чиронский прогиб раз-

вивался в существенно замкнутых условиях, о чем можно судить по однообразному составу фауны. Особенно эта замкнутость обозначилась в нижней перми, когда герцинские структуры, обрамляющие Агинский массив, были вовлечены в общее поднятие.

Для всех палеозойских прогибов на Агинском массиве, как, впрочем, и на площади других древних структур Забайкалья, характерна кратковременность периода развития, структурная обособленность друг от друга, неглубокое залегание (150—2000 м), глыбовый тип внутренних дислокаций, существенно терригенный состав выполняющих прогибы отложений, не подвергшихся сколько-нибудь заметному метаморфическому преобразованию. Все это позволяет относить комплексы этих отложений к морским молассам.

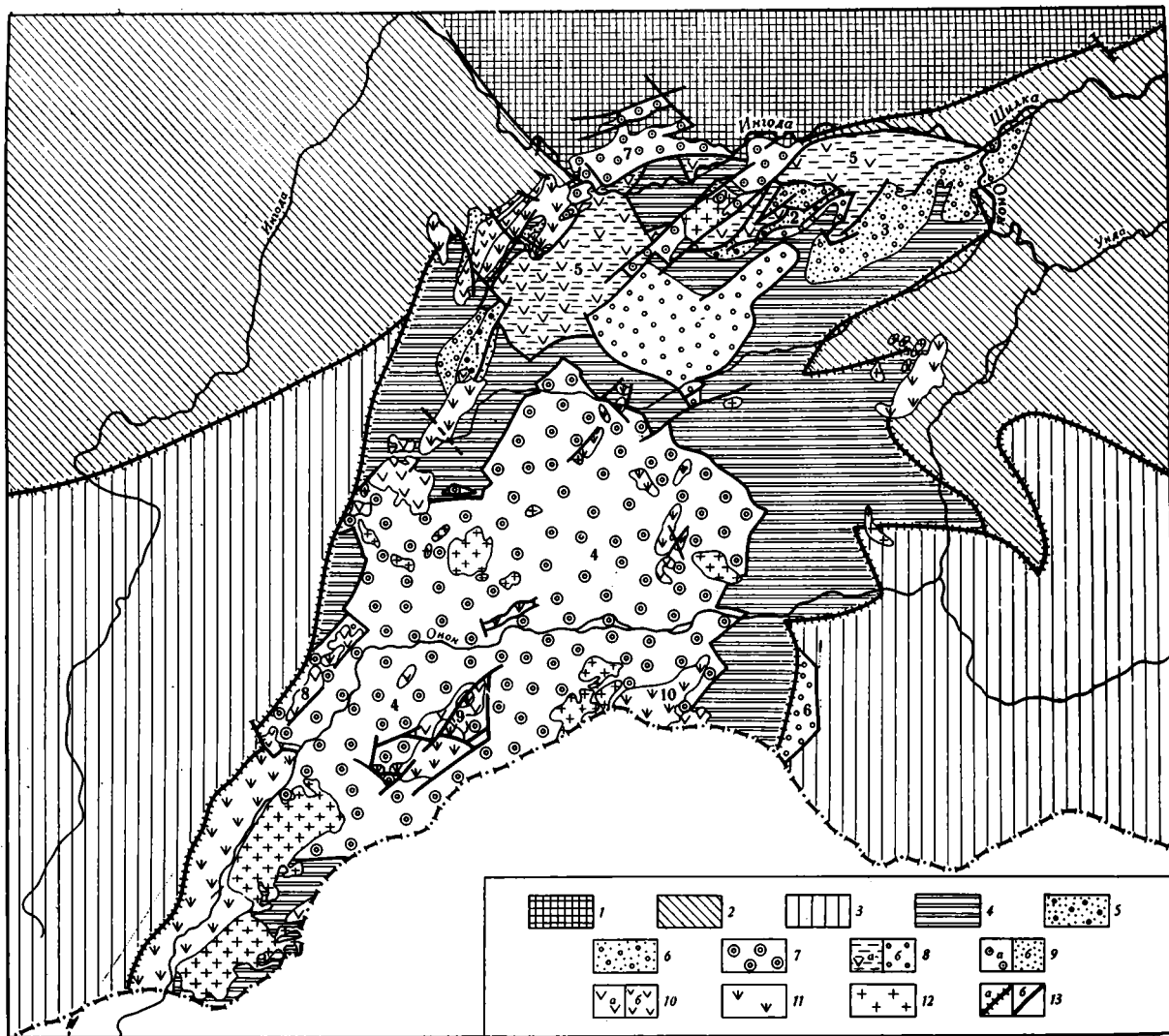
Иная обстановка сложилась на территории Агинского массива в конце перми — начале триаса, когда герцинские структуры Хангай-Даурской зоны испытали инверсию и перешли к орогенному эпигеосинклинальному этапу развития. В это время на западную окраину Агинского массива наложился Средне-Ононский прогиб. По отношению к герцинидам Даурской зоны и по историческому месту он напоминает краевые прогибы платформ и может быть отнесен к категории краевых систем резонансно-тектонических структур, по Ю. М. Пушаровскому (1969), т. е. структур, возникших в орогенный этап развития геосинклинали на окраине платформы (срединного массива). Нами Средне-Ононский прогиб рассматривается в качестве компенсационного прогиба, накатившегося на западную окраину Агинского срединного массива в связи с общим смещением оси Даурского прогиба во времени с запада на восток и общей предверхнепермской инверсией.

Выполняющие Средне-Ононский прогиб отложения акшинско-илинской серии представлены песчаниками, алевролитами с прослоями туфопесчаников, линзами конгломератов, эффузивов (главным образом, кислых, реже основных), известняков. Для отложений серии характерна слабая фациальная расчлененность, свидетельствующая, по справедливому замечанию Н. Н. Чабана, об осадконакоплении, происходившем на монолитной глыбе. Мощность отложений оценивается в 5000 м. Однако геофизические данные указывают, что она в два-три раза меньше. Это, видимо, соответствует действительности.

По данным Н. Н. Чабана, В. Д. Гунбина (1966) и нашим, породы акшинско-илинской серии смяты в пологие складки, характерны брахискладки. Опрокинутые складки, выделявшиеся ранее, в действительности отсутствуют.

Возраст отложений акшинско-илинской серии определяется в интервале конец перми — нижний триас на основании находок остатков пермской флоры и аммонитов нижнего триаса (Чабан, 1967).

Основываясь на конформном характере дислокаций отложений акшинско-илинской серии и ононской свиты, а также учитывая наличие в области Средне-Ононского прогиба положительной гравитационной аномалии, некоторые исследователи считают, что Средне-Ононский прогиб развился унаследованно на Дульдургинском срединном массиве (Варламов, Старченко, 1968). Из изложенного выше следует, однако, что унаследованность Средне-Ононского прогиба проявлена лишь в согласованности простираций слоев пермо-триасовых и рифейских отложений. Дульдургинский же «массив» представляет собой лишь раздробленную часть крупной Агинской структуры. В связи с этим над ним фиксируется и более четкая положительная аномалия, тогда как над другими блоками Агинского поля положительные аномалии более дифференцированы. Таким образом, Средне-Ононский прогиб представляется структурой, резко наложенной на рифейский покров Агинского срединного массива, но в то же время он вложен в западное межфланговое поле пологих дислокаций слоев ононской свиты.



Составили Е. Н. Алтухов, А. Д. Смирнов, В. В. Булдаков с использованием материалов Читинского геологического управления

1-3 — структуры обрамления: 1 — протерозойды, 2 — рифейды, 3 — поздние герциниды. Структуры Агинского массива: 4 — рифейский чехол (оонская свита); 5-11 условные контуры наложенных структур заложившихся: 5 — в девоне, 6 — в карбоне, 7 — в конце перми — начале триаса, 8 — в позднем триаса: а — вулканогенно-терригенных, б — терригенных; 9 — в ранней средней юре; а — терригенные прогибы, б — терригенные моноклинали, 10 — в поздней юре; а — вулканогенные покровы, б — вулканогенные прогибы, 11 — в поздней юре — раннем мелу; 12 — позднеюрские нерасчлененные гранитоиды; 13 — разломы и зоны разломов; а — пограничные, б — прочие.

Цифры на схеме обозначают прогибы: 1 — Марковский (D₁₋₂; C₁); 2 — Хара-Шибирский (D₃ — C₁); 3 — Чиронский (C₁ — P₁); 4 — Средне-Оонский (P₂ — T₁); 5 — Ингодино-Шилкинский (T₃); 6 — Баян-Цаганский (T₃); 7 — Карымский (J₁₋₂); 8 — Цусурхойский (J₃); 9 — Топхор-Могойтувский (J₃ — C₁); 10 — Дурлуговский (J₃ — C₁)

В верхнем триасе под влиянием процессов, протекавших в геосинклинали Тихоокеанского кольца, на обширных пространствах востока Азии, в том числе и на Агинском массиве, возникли структуры, качественно сходные с геосинклинальными. Кратковременность (эфемерность) геосинклинального режима, редуцированность его признаков, малая площадь вовлечения в геосинклинальное погружение и отчетливая связь с материнской Тихоокеанской геосинклиналью позволяют нам отнести эти структуры к типу внешних геосинклинальных прогибов.

На Агинском массиве известен лишь один прогиб этого типа — Ингодино-Шилкинский. Он выполнен мощной толщей (около 6000—8000 м) песчаников и алевролитов. В западной части прогиба в низах разреза имеется толща эффузивов среднего и основного состава (бутовкенская свита) мощностью около 1000 м. Ингодино-Шилкинский внешний геосинклинальный прогиб возник в зоне Монголо-Охотского шва, т. е. в наиболее тектонически ослабленном месте. Характерно выклинивание прогиба в восточном направлении с постепенной редукцией мощности разреза и выпадением из него эффузивных пород. Иначе говоря, прогиб представляет собой крупный односторонний грабен. Такое же строение имеют и другие частные прогибы верхнего триаса (нижней юры), расположенные восточнее. Дислокации слоев верхнего триаса брахиформные. Возраст отложений обоснован фаунистически (Окунева, Кондитеров 1964).

Синхронно с Ингодино-Шилкинским прогибом на южной окраине Агинского массива в верхнем триасе развился Баян-Цаганский межгорный прогиб, выполненный комплексом морских моласс: песчаниками и алевролитами с фауной верхнего триаса. Мощность его отложений условно определяется в 1000 м.

В течение нижней и средней юры Агинский массив не вовлекался в процессы погружения, являясь областью раздела (барьером) между Восточно-Забайкальским нижнеюрским внешним геосинклинальным прогибом и континентальными межгорными прогибами, сформировавшимися на площади герцинских структур Даурии. Лишь в зоне Монголо-Охотского шва на части площади верхнетриасового Ингодино-Шилкинского прогиба сформировался мелкий терригенный прогиб нижней-средней юры, выполненный континентальной молассой мощностью до 2000 м. Более мелкие поля песчаников и конгломератов — реликты терригенных покровов средней юры — выделяются в восточном борту Марковского среднепалеозойского межгорного прогиба и в водораздельной части низовьев рек Туры и Оленгуй.

В верхней юре и нижнем мелу отдельные блоки Агинского массива вновь испытали погружение, но преимущественно на месте межгорных прогибов предшествующих эпох. В образовавшихся прогибах накапливались терригенные и терригенно-вулканогенные комплексы мощностью в несколько сот метров. В это же время в тело массива внедрились телескопированные интрузии позднеюрских гранитоидов, несущих редкометальную минерализацию.

В современном структурном плане Агинский массив имеет изометричные, четырехугольные очертания. С севера он ограничивается зоной древнего Монголо-Охотского разлома, с юга Эрен-Дабанским выступом докембрийского фундамента в герцинидах Хангай-Даурской зоны. С запада граница массива проводится по Онон-Туринскому разлому, заложившемуся в палеозое, в начале развития герцинской геосинклинали. Восточная граница массива идет по разломам, ограничивающим герцинский Борзинский и рифейский Шилкинский прогибы.

Изложенное выше позволяет заключить, что в течение доступной геологическому изучению истории развития Агинский массив выступал в качестве жесткой срединной массы, не подавлявшейся существенной пе-

рестройке несмотря на многообразие процессов, протекавших в палеозое и мезозое.

Как известно, Агинская структура занимает центральную часть оловянно-вольфрамового пояса, выделенного С. С. Смирновым (1944), хотя в пределах массива редкометальная минерализация проявлена специфически, характеризуясь кварц-вольфрамитовым и кварц-касситеритовым типами. Отсюда можно заключить, что срединный Агинский массив характеризуется той же рудоносностью, что и структуры его обрамления; это подтверждает еще одним примером вывод А. Л. Яншина (1965), обобщившего материалы по геологии и металлогении срединных массивов, согласно которому рудоносность этой категории структур зависит от металлогении той подвижной зоны, в которой массив находится.

Многие исследователи отрицают возможность редкометальной металлогенической специализации срединных массивов, исходя из представления о якобы малой мощности земной коры под ними. Как показал А. Л. Яншин (1965), это представление основано на недоразумении, ибо мощность земной коры под срединными массивами может быть различной в зависимости от характера новейших тектонических движений. В настоящее время мощность земной коры под Агинским массивом находится в «платформенных пределах», а перед эпохой рудообразования, вероятно, была более мощной, так как в течение нижней и средней юры (т. е. около 20 млн. лет) массив в целом испытывал тенденцию к воздыманию, синхронно с которым шел и процесс роста мощности коры. Крупными частями массив воздымался и в течение палеозойской и раннемезозойской истории.

Таким образом, редкометальная металлогеническая специализация Агинского срединного массива согласуется и с регионально-геохимическими представлениями о возникновении редкометальной минерализации в участках земной коры с мощным сиалическим слоем. Сомнений в достаточной мощности и сиалическом типе коры под Агинским массивом, в связи с изложенным выше, не возникает. Тем самым характеристика срединных массивов, данная А. Л. Яншиным (1965), находит всестороннее подтверждение на примере Агинского массива Забайкалья.

Литература

- Амантов В. А. Стратиграфия и история развития Агинской структурной зоны Забайкалья. В сб. «Материалы по геологии Дальнего Востока и Забайкалья», Тр. Всес. геол. ин-та, т. 81. Л., 1963.
- Амантов В. А., Котляр Г. В., Попеко Л. И. Корреляция верхнепалеозойских отложений Забайкалья и Монголии. В кн. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 1 (3), Чита, 1966.
- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Тектонические структуры южного обрамления Сибирской платформы и их редкометальная металлогения. В сб. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья», вып. 4, Изд-во Забайкальск. фил. геогр. о-ва СССР, Чита, 1968.
- Барабашев Е. В. Раннемезозойские отложения Агинской зоны. В кн. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 3(5), Изд-во Забайкальск. фил. геогр. о-ва СССР, Чита, 1968.
- Варламов В. А., Котляр Г. В., Попеко Л. И. Новые данные о средне-палеозойских отложениях зоны Монголо-Охотского линеймента. Вестн. Забайк. фил. геогр. о-ва СССР, № 6, Чита, 1966.
- Варламов В. А., Старченко В. В. Золотоносность Агинской структуры. Сов. геология, № 12, 1968.
- Волколаков Ф. К., Язмир М. М. Основные черты стратиграфии, биогеографическое районирование и некоторые особенности геологического развития территории Бурятской АССР в кембрии. В сб. «Материалы по геологии и полезн. ископ. Бурятской АССР», вып. X, Улан-Удэ, 1966.
- Ефимов А. Н., Тетяева Т. М. Протерозой. Забайкальская складчатая система. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1, Изд-во «Недра», М., 1968.
- Зорин Ю. А. Структура Агинского палеозойского поля. Сов. геология, № 6, 1964.
- Зорин Ю. А., Барабашев Е. В., Менакер Г. И., Чабан Н. Н. О мезозойской тектонике Забайкалья. В кн. «Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья», вып. 3. Изд-во Забайк. фил. геогр. о-ва СССР, Чита, 1967.

- Зорин Ю. А., Старченко В. В. К вопросу о соотношении Агинского массива с Даурской зоной. В кн. «Материалы по геол. и полезн. ископаемым Читинской области», Изд-во «Недра», М., 1966.
- Ицксон М. И., Кормилицын В. С., Красный Л. И., Матвеев В. Т. Основные черты металлогении северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. Геология рудных месторождений, № 1, 1960.
- Козеренко В. Н. О некоторых основных вопросах геологического строения Восточного Забайкалья. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1956.
- Козеренко В. Н., Мисник Ю. Ф. О верхнемезозойских континентальных комплексах Центрального и Восточного Забайкалья. В сб. трудов ВЗПИ «Геология и геофизика», вып. 38, Изд-во «Недра», М., 1969.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, М., 1963.
- Окунева Г. М., Кондитеров В. Н. Стратиграфия морских верхнетриасовых отложений Восточного Забайкалья. В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Востока СССР», Тр. Всес. геол. ин-та, т. 107, 1964.
- Пушаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры. Геотектоника, № 1, 1969.
- Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеолтехиздат, М.-Л., 1944.
- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н., Булдаков В. В., Леонтьев Л. Н., Недумов И. Б. Рифейды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов, Изд-во «Недра», М., 1967.
- Чабан Н. Н. К стратиграфии верхнепалеозойских — нижнемезозойских отложений западной части Агинского поля. В сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 2 (4), Изд-во Забайкал. фил. геогр. о-ва СССР, Чита, 1967.
- Чабан Н. Н., Гунбин В. Д. К вопросу о тектоническом строении юго-западной части Агинского поля. В сб. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 1, (3), Чита, 1966.
- Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 40, № 5, 1965.

Институт минералогии, геохимии
и кристаллохимии
редких элементов

Статья поступила
24 декабря 1969 г.

УДК 551.24 + 551.21 (571.66)

С. Е. АПРЕЛКОВ

ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ ВУЛКАНИЗМА ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

Рассмотрены тектоническое строение и история кайнозойского вулканизма Южной Камчатки. Выделяется ряд крупных тектонических структур. В южной части полуострова распространены структуры северо-восточного и северо-западного простирания, причем последние являются наложенными. Рассматриваются основные этапы эволюции вулканизма и изменение состава вулканитов во времени. Продукты заключительных этапов развития вулканических поясов характеризуются повышенной щелочностью.

Камчатка, входящая в систему островных дуг северо-западной части Тихого океана, отличается сложным геологическим строением, что наряду со сравнительно слабой изученностью является причиной различных воззрений на ее происхождение. Часть исследователей рассматривает полуостров Камчатку как остаток складчатой области, претерпевшей океанизацию (Белоусов, Рудич, 1960; Петрушевский, 1964, и др.), в отличие от Курильской дуги, которая, по мнению этих исследователей, возникла на коре океанического типа.

Г. М. Власов (1966) совершенно справедливо отмечает, что нет оснований противопоставлять друг другу дуги первого и второго типа (по Белоусову и Рудичу, 1960), так как развитие их на протяжении мезозойского и кайнозойского времени существенно не различается, а увеличение мощности сиалической коры является результатом развития островных дуг.

М. С. Марков и др. (1967), отрицая наличие под Курилами герцинского фундамента, объясняют присутствие в выбросах вулканов обломков метаморфизованных пород молодыми процессами метаморфизма.

Южная Камчатка, расположенная на непосредственном продолжении Курильской дуги, имеет с нею, а также с Центральной Камчаткой, много общих черт в истории осадконакопления, магматизма и вулканизма. Южная часть полуострова характеризуется довольно сложным тектоническим строением, и о природе ее складчатых структур существуют различные мнения. Наиболее полное представление о тектонике Камчатки отражены в работах Г. М. Власова, который выделяет три основные структурно-фациальные зоны: Западно-Камчатскую (краевой прогиб), Центрально-Камчатскую (внутренняя вулканическая дуга) и Восточно-Камчатскую (внешняя складчатая дуга). Аналогичные зоны выделяются и в пределах Курильской и Японской дуг. Зоны разделяются на ряд крупных антиклинорий и синклинорий, имеющих генеральное северо-восточное простирание.

Близкую точку зрения о главном направлении складчатости развивает А. В. Горячев (1966).

Резко отличных представлений придерживается В. И. Тихонов (1963, 1965), который полагает, что все доплиоценовые структуры Камчатки имеют северо-западное простирание и не выражены в современном орографическом плане полуострова, сформированного четвертичными движениями. Действительно, четвертичный тектогенез проявился весьма интенсивно и выразился в образовании крупных поднятий и депрессий,

однако мало повлиял на простирающие структуры, сформированных ранее.

Иной взгляд на тектоническое районирование полуострова высказал Ю. В. Жегалов (Апрелков, Жегалов и др., 1967), который считает, что Центрально-Камчатская вулканическая дуга является наложенным вулканическим поясом, возникшим на окраине Восточно-Камчатской геосинклинали, заложение которой произошло в позднем мелу — палеогене. Другими словами, вулканический пояс не имеет связи с позднемеловыми структурами Западной и Центральной Камчатки.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРАТИГРАФИИ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

Наиболее древние отложения Южной Камчатки распространены в пределах южных окончаний Срединного, Валагинского и Ганальского хребтов. Узкой полосой они протягиваются от Ганальского хребта к Тихому океану до г. Петропавловска-Камчатского. Состав этих отложений довольно однообразен: полимиктовые и олигомиктовые песчаники, глинистые сланцы, иногда переходящие в филлитовидные сланцы и филлиты, алевролиты и внутриформационные конгломераты. Среди этих пород отмечаются горизонты зеленых сланцев, имеющих кварц-хлоритовый и кварц-актинолитовый состав. Выше залегают кремнисто-вулканогенные образования позднемелового возраста. Возраст песчано-глинистых и метаморфических отложений до сих пор является проблематичным. М. М. Лебедев (Лебедев, Бондаренко, 1962; Лебедев, 1966), обосновывая наличие постепенных переходов терригенных отложений с фауной верхнего мела к метаморфизованным породам и отсутствие несогласий, считает их позднемеловыми. По другим представлениям, метаморфические породы образовались за счет более древних отложений. Более широкое распространение на территории Южной Камчатки имеют вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения палеоген-неогенового и четвертичного возраста, характеризующиеся разнообразным составом. Терригенные и туфогенно-осадочные породы, характерные для низов третичного разреза, развиты в пределах Юго-Восточного и Южно-Охотского прогибов (последний выделяется по геофизическим данным). Палеоген-неогеновые отложения расчленяются нами на ряд свит.

В и л ю ч и н с к а я с в и т а (верхний олигоцен — нижний миоцен). Терригенные отложения, отнесенные к этой свите и представленные песчаниками, аргиллитами и конгломератами, широко распространены на юго-восточном побережье и Южно-Быстринском хребте. Для отложений свиты характерно тонкое, почти флишеидное переслаивание. Нижние горизонты свиты не вскрываются, но в нижней части видимого разреза свиты отмечаются конгломераты с галькой позднемеловых образований (различные сланцы, гранитоиды), которые позволяют предполагать несогласное залегание свиты на подстилающих породах верхнего мела. В верхней части свиты появляются прослои туфов. Мощность отложений свиты свыше 2500 м. Обильные фаунистические остатки, по определением Л. Ф. Криштофович и В. М. Гладиковой, свидетельствуют о верхнеолигоценном — нижнемиоценовом возрасте свиты.

П а р а т у н с к а я с в и т а (нижний миоцен). Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения свиты распространены на тех же участках и залегают с разрывом на отложениях вилючинской свиты (в одном случае с угловым несогласием) и несогласно на позднемеловых отложениях (верховья р. Средней Авачи). Вулканогенная фация представлена базальтами, андезитами, реже дацитами (в верхней части), которые довольно равномерно переслаиваются с пирокластическими породами; туфогенно-осадочная — туфами, туффитами, туфогенными песчаниками, изредка с прослоями лав. Мощность вулканогенной фации иногда превышает 1500 м, туфогенно-осадочная фация имеет мощность не более 700—800 м. В туфогенно-осадочных породах свиты обнаружены фаунистические остатки нижнемиоценового возраста.

Березовская свита (средний миоцен). Отложения свиты, представленные также вулканогенной и осадочной фациями, установлены в Южно-Быстринском хребте, на склонах Срединного и Ганальского хребтов и в бассейне р. Банной. Наиболее развиты вулканогенные образования кислого состава, главным образом игнимбриды, дациты, реже андезиты. Мощность их составляет 1100 м. Осадочные породы (песчаники, алевролиты, туффиты) имеют обычно меньшую мощность — 400 м. Образование свиты залегает на более древних породах с угловым несогласием. По фаунистическим остаткам возраст свиты датируется В. М. Гладиковой и А. Д. Кочетковой средним миоценом.

Алнейская серия (верхний миоцен — плиоцен). Выделяется как вулканогенный аналог кавранской серии и пользуется широким распространением. Представлена главным образом базальтами, андезитами и их туфами, реже отмечаются в верхней части лавы и туфы кислого состава. Серия сформировалась в континентальных условиях. Туфогенно-осадочные породы встречаются редко. Четкие фациальные переходы между вулканогенными и осадочными породами изучены в районе Курильского озера (Шеймович и др., 1965) и в верховьях р. Кавычи. Остатки флоры и фауны позволяют считать возраст серии верхнемиоцен-плиоценовым. Мощность до 1500 м.

Голыгинская свита (плиоцен). Свита представлена игнимбридами и связанными с ними постепенными переходами туфами. Эти образования установлены в районе Курильского озера, в бассейнах рек Гаванки и Жупановой. Свита залегает с несогласием на подстилающих отложениях. Мощность игнимбридов достигает 300 м. Игнимбриды, по ряду определений, имеют радиометрический возраст 6—12 млн. лет.

Среди четвертичных отложений выделяются нижнечетвертичные лавы преимущественно основного состава («плато-базальты»), имеющие широкое площадное распространение, среднечетвертичные дациты, андезиты, игнимбриды сильно разрушенных вулканов, средне-верхнечетвертичные базальты, андезиты, туфы стратовулканов и современные базальты, андезиты, шлаки и пемзы.

Палеоген-неогеновые отложения Южной Камчатки по составу, взаимоотношениям и содержащимся в них фаунистическим и флористическим остаткам четко сопоставляются с одновозрастными отложениями сопредельных районов, в том числе и с Курильскими островами. Г. М. Власов и В. М. Никольский, имевшие возможность наблюдать обнажения вилочинской свиты в обрывах бухт Жировой и Вилочинской, уверенно считают отложения свиты аналогами низов среднепарамуширской серии, которые представлены плотными темными алевролитами и аргиллитами (хамадинская свита, по К. Ф. Сергееву, 1963). К. Ф. Сергеев выделяет в среднепарамуширской серии еще две свиты: капаринскую и шумновскую. Первая согласно залегает на хамадинской и трансгрессивно перекрыта андезитовыми или андезито-базальтовыми туфобрекчиями, туфами, туффитами и базальтами шумновской свиты, которая содержит нижнемиоценовую фауну.

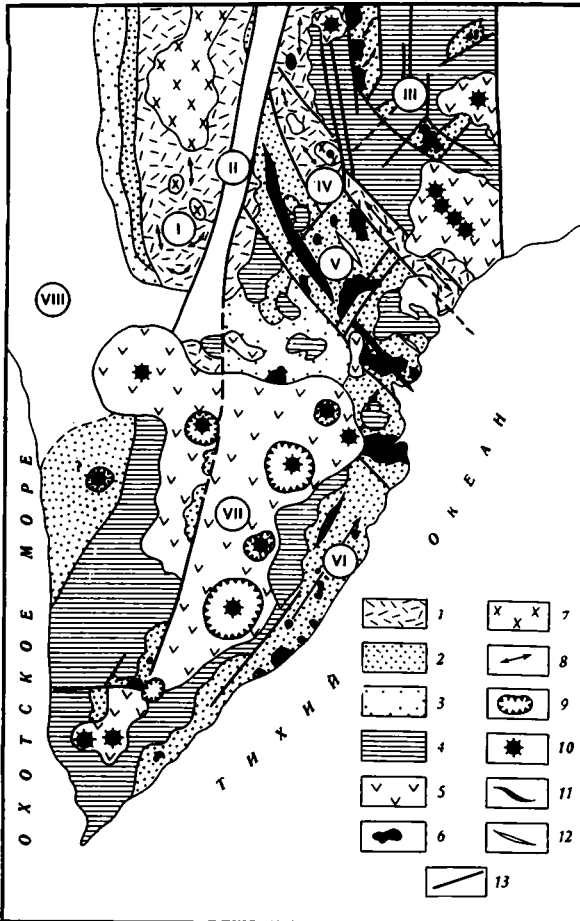
Вулканогенные отложения нижнего миоцена распространены и на более южных островах Курильской гряды. К ним Г. М. Власов относит вулканы кунаширской и юрловской свит (по Е. К. Мархинину, 1958).

Образования березовской свиты можно сопоставить с туфогенными породами охотской свиты, среди которых отмечаются туфы кислого состава.

Утесная серия о. Парамушир верхнемиоцен-плиоценового возраста, включающая эффузивно-пирокластическую и туфогенно-осадочную фации, по составу и фаунистическим остаткам является несомненным аналогом алнейской серии.

Указанные стратиграфические подразделения широко распространены и в Центральной Камчатке.

Принятое Г. М. Власовым выделение главных структурно-фациальных зон для южной части полуострова нуждается в уточнении. Центральнo-Камчатская вулканическая зона занимает подавляющую часть площади Южной Камчатки и не испытывает резкого поворота к юго-востоку (имеется в виду не поворот структур, а распространение вулканогенных отложений). Западная граница вулканического пояса проходит вдоль восточных склонов Срединного хребта и далее на юг через вершину вулкана



Бол. Ипелька к устью р. Озерной (рис. 1). К востоку от этой границы до побережья Тихого океана широко распространены вулканогенные образования палеоген-неогенового возраста. Западная граница зоны хорошо подтверждается данными геофизических работ. Западно-Камчатский прогиб выклинивается много севернее широты вулкана Бол. Ипелька, южнее прослеживается узкий прогиб северо-восточного простирания, установленный

Рис. 1. Тектоническая схема Южной Камчатки

I — Срединный горст-антиклинорий; II — Центральнo-Камчатская депрессия; III — Авачинско-Китхойская зона поднятий; IV — Ганальская складчато-глыбовая зона; V — Начикинская складчато-глыбовая зона; VI — Южно-Камчатский антиклинорий; VII — Восточно-Камчатский вулканический пояс; VIII — Западно-Камчатский прогиб. Ярусы: 1 — мезозойский; 2 — олигоцен — нижнемiocеновый; 3 — среднемiocеновый; 4 — верхнеогеновый; 5 — четвертичный; 6 — миоценовые гранитоиды; 7 — позднемиоценовые интрузии; 8 — простирание слоев; 9 — кальдеры; 10 — вулканы; 11 — оси антиклиналей; 12 — оси синклиналей; 13 — крупные разломы

при геофизических исследованиях и названный Южно-Охотским. С востока зона ограничена побережьем Тихого океана, далее ее граница прослеживается от устья р. Налычевой на северо-запад к верховьям р. Ка-вычи.

Участки Ганальского и южной части Срединного хребтов рассматриваются нами как структуры позднемиоценовой — раннепалеогеновой консолидации.

Наиболее интересным и сложным в тектоническом отношении узлом представляется район сочленения Центральнo-Камчатского вулканического пояса и Восточно-Камчатской складчатой дуги. Г. М. Власов в пределах последней выделяет Восточно-Камчатский антиклинорий, граничащий на западе с Центральнo-Камчатским синклинорием и на востоке с Восточно-Камчатским. По его представлению, Восточно-Камчатский антиклинорий, орографически выраженный системой Восточных хребтов (из которых мы рассматриваем только южную часть Валагинского хребта), возник во время ларамийской складчатости и в последующем являл-

ся областью поднятия, за счет размыва которого происходило осадконакопление в боковых прогибах. Отложения обоих прогибов, по мнению Г. М. Власова, сходны по составу, но отличаются по степени дислоцированности. Более резко складчатые дислокации проявлены в Восточно-Камчатском прогибе.

По данным среднемасштабного геологического картирования и анализа аэрофотоснимков. Валагинский хребет представляет собой молодое поднятие и сложен предположительно поздне меловыми песчано-сланцевыми и эффузивно-пирокластическими образованиями, которые к востоку погружаются под мощные толщи терригенных отложений палеоген — неогена. К западу Валагинское поднятие круто обрывается к Центрально-Камчатской депрессии. Здесь наблюдаются превосходно выраженные геоморфологически признаки недавних поднятий (характерные плоскости сбросов). Западные склоны депрессии сложены главным образом вулканогенными породами, прорванными интрузиями гранитоидов. По западным склонам депрессии хорошо прослеживается разлом, выраженный широкой полосой ареального вулканизма. Следы недавнего поднятия Валагинского хребта, довольно резкое различие отложений к востоку и западу от него не позволяют считать его выражением древней антиклинальной структуры. Валагинский хребет как и, очевидно, более северные хребты, является четвертичным горстовым поднятием. Убедительные доказательства недавнего образования хребта и Центрально-Камчатской депрессии были получены М. И. Горяевым и др. (1964 г.), который закартировал на восточных склонах Валагинского хребта (р. Лев. Жупанова, Мальцевская) крупные поля верхнемиоцен-плиоценовых конгломератов (свыше 2000 м). Состав гальки конгломератов (метаморфические породы, гранитоиды, различные сланцы) совершенно определенно указывает, что конгломераты формировались за счет размыва пород Среднего хребта, а это значит, что антиклинория, как и Центрально-Камчатского прогиба (во всяком случае в южной части) в верхнемиоцен-плиоценовое время не существовало. Структура Центрально-Камчатская депрессия — Валагинский горст возникла в четвертичное время и напоминает структуру Бассейнов и Хребтов Калифорнии (Кинг, 1961).

Валагинский горст южнее разделяется крупным грабеном р. Средней Авачи на два поднятия: Ганальский горст-антиклинорий и Авачинский горст. Авачинский горст в свою очередь является составляющим звеном протяженной Авачинско-Китхойской зоны поднятий. Ганальский горст-антиклинорий от Валагинского хребта прослеживается в субмеридиональном направлении, а затем поворачивает к юго-востоку и заканчивается в районе Авачинской губы. К юго-западу от Ганальского горст-антиклинория располагается Начикинская складчато-глыбовая зона. На тихоокеанском побережье она сменяется Южно-Камчатским антиклинорием, западнее которого находится Восточный наложенный вулканический пояс (опущенный блок). Вдоль западного края пояса выделяется цепь небольших горстовых поднятий.

Рассмотрим строение наиболее крупных структур Южной Камчатки.

АВАЧИНСКО-КИТХОЙСКАЯ ЗОНА ПОДНЯТИИ

В зону входят Авачинский, Налычевский горсты и небольшое поднятие на правобережье р. Лев. Авачи. Общее простирание зоны согласуется с простиранием палеоген-неогеновых отложений Восточно-Камчатского прогиба, как бы окаймляя этот прогиб, и хорошо выражается резкими аномалиями вертикальной составляющей магнитного поля. Зона изменяет простирание с меридионального на севере до юго-восточного в бассейне р. Налычевой.

Авачинский горст является непосредственным продолжением Валагинского горста и орографически выражен протяженным, высоким, сильно расчлененным хребтом — водоразделом рек Средн. Авачи и Лев. Ава-

чи (рис. 2). Горст сложен песчано-сланцевыми отложениями верхнего мела, эффузивами паратунской свиты и прорывающими их гранитоидами. Западнее горста расположен глубокий ступенчатый грабен р. Средн. Авачи, восточнее — опущенный блок, ограниченный на востоке грабеновой долиной р. Лев. Авачи. Опущенные блоки сложены вулканическими породами алнейской серии и нижнечетвертичными базальтами. Нахождение последних в опущенных блоках и их тектонические контакты с более древними отложениями свидетельствуют о том, что формирование горста началось в эпоху, предшествующую верхнечетвертичному

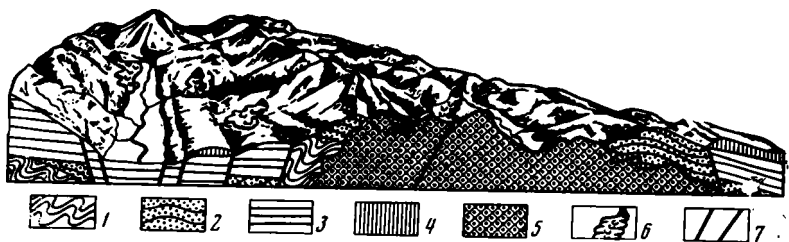


Рис. 2. Авачинский горст (разрез на широте р. Сырицин)

1 — верхний мел (хозгонская свита); 2 — нижний миоцен (паратунская свита);
3 — алнейская серия; 4 — нижнечетвертичные базальты; 5 — интрузии гранитоидов;
6 — голоценовые вулканы и лавовые потоки; 7 — разломы

оледенению. Горст и грабен разделены серией меридиональных разломов сбросового типа. Эти разломы, разделяя разновозрастные геологические образования, в то же время служат границами различных типов рельефа. Наиболее ярко выражен основной меридиональный сброс. Б. И. Пийп (1941), установивший это нарушение, указывает, что сброс легко фиксируется по смене рельефа. На карте магнитного поля он также находит четкое отражение как линия смены положительных и отрицательных значений ΔT_a , при этом положительное магнитное поле характеризует отложения паратунской свиты и интрузии гранитоидов (горст), а отрицательное — образований алнейской серии (грабен, промежуточные блоки). Плоскости сбросов в некоторых случаях даже не размыты, по ним происходит смещение современных водоразделов ручьев, что позволяет выявлять разломы при визуальных наблюдениях. По простиранию разломов устанавливаются многочисленные проявления современного вулканизма; так, к разломам по р. Средн. Аваче и оперяющим трещинам приурочено свыше 20 шлаковых конусов с потоками андезитовых и базальтовых лав. Амплитуда четвертичного смещения поднятого и опущенного блоков в верховьях р. Средн. Авачи составляет свыше 2500 м. Величина смещения уменьшается в южном направлении. С восточной стороны горста амплитуда смещения меньше, так как здесь в поднятие были вовлечены отложения алнейской серии и нижнечетвертичные базальты, образовав протяженную моноклираль с более крутыми углами падения вблизи горстового поднятия. Моноклираль постепенно выполаживается по направлению к грабену р. Лев. Авачи.

Отложения нижнего структурного яруса, представленного в пределах Авачинского горста песчано-сланцевыми образованиями верхнего мела (?), дислоцированы весьма интенсивно. В верховьях р. Средн. Авачи они имеют выдержанное субмеридиональное простирание с крутыми западными падениями (40—70°). В верховьях р. Денохонок их простирание изменяется на северо-восточное (аз. 20—30°), которое сохраняется и в Валагинском хребте. Структурный план отложений залегающего выше этажа не совпадает со структурным планом лежащих ниже пород.

Отложения паратунской свиты, залегающие с резким угловым несогласием, смяты в складки северо-восточного прогибания (при субмеридиональном простирании складок в нижнем этаже). Складки пологие,

падение на крыльях составляет 10—30°. Они обычно осложнены мелкими разрывными нарушениями. Несовпадение структурных планов различных этажей совершенно определенно показывает, что как меридиональное, так и северо-восточное простирание складчатых структур возникло до плиоцена.

Налычевский горст сложен вулканитами паратунской свиты и прорывающими их гранитоидами. В пределах горста, ограниченного разломами северо-западного и северо-восточного простирания, резко проявлена разрывная тектоника. Большинство разломов выражается крупными, линейно вытянутыми зонами гидротермально измененных пород. Здесь более характерно северо-западное простирание слоев. Интересно отметить, что интрузии Авачинско-Китхойской зоны вытянуты вдоль четвертичных тектонических нарушений, особенно ярко это проявлено в Авачинском хребте, где серия интрузивных тел, разделенных небольшими участками пород кровли, представляет, по существу, единую трещинную интрузию, вытянутую вдоль меридиональных разломов. Крупная интрузия протягивается вдоль Китхойского разлома. Эти факты указывают на унаследованный характер разломов, которые, очевидно, контролировали всю магматическую деятельность, начиная с раннего миоцена.

ГАНАЛЬСКИЙ ГОРСТ-АНТИКЛИНОРИИ

Эта структура протягивается параллельно Авачинско-Китхойской зоне поднятий и отделена от нее Среднеавачинским грабеном, выполненным позднегоеновыми и четвертичными отложениями, а также Авачинской группой вулканов. Структура изучена слабо, Г. М. Власов считает ее выступом древних пород (Ганальский выступ), который продолжается в Срединном хребте. М. М. Лебедев полагает, что антиклинорий продолжается в Валагинском хребте. Горст-антиклинорий сложен позднемезозойскими (?) терригенными и вулканогенными образованиями, метаморфизованными и смятыми в изоклинальные складки с крутыми углами падения крыльев. Складки северо-западного простирания наблюдаются на участке от Авачинской губы до р. Стеновой. Для них характерен общий наклон осевых плоскостей к северо-востоку. Севернее р. Стеновой отмечаются складки субмеридионального простирания, а в верховьях р. Камчатки — северо-восточного. Отложения Ганальского хребта довольно интенсивно метаморфизованы и прорваны многочисленными интрузиями сложного состава. Позднемеловые интрузивные образования расланцованы, катаклазированы, как и вмещающие отложения, что не характерно для более молодых образований. Тектонические нарушения сопровождаются окварцеванием и эпидотизацией пород.

Присутствие обломков кремнистых эпидот-альбит-актинолитовых сланцев в отложениях паратунской и вилючинской свит, указывает на то, что горст-антиклинорий длительное время (по крайней мере с верхнего олигоцена) являлся областью поднятия. В восточной части этой структуры позднемезозойские отложения несогласно перекрыты слабо дислоцированными образованиями алнейской серии. Вдоль юго-западных склонов Ганальского хребта отложения горст-антиклинория имеют тектонические контакты с палеоген-неогеновыми отложениями.

НАЧИКИНСКАЯ СКЛАДЧАТО-ГЛЫБОВАЯ ЗОНА

Начикинская складчато-глыбовая зона расположена между Средним и Ганальским горст-антиклинориями, выходя к Тихоокеанскому побережью на участке между бухтами Авачинской и Жировой. На юге зона граничит по крупному разлому с Южно-Камчатским антиклинорием. Пространственно зона совпадает с так называемым Начикинским грабеном (Г. М. Власов, В. И. Тихонов). Эти исследователи считают, что грабен, ограниченный крупными разломами, выполнен неогеновыми и чет-

вертичными вулканическими породами и окаймляется рядом действующих вулканов (Авачинский — Корякский и Мутновский — Горелый). Г. М. Власов сравнивает эту зону с известной структурой Фосса-Магна Японии и считает, что ее продолжение к юго-востоку выражено подводным хребтом.

Данные геологосъемочных работ показывают, что общая структура Начикинской складчато-глыбовой зоны настолько сложна, что вряд ли можно воспользоваться термином «грабен». Два крупных нарушения, которым приписывалась роль ограничений грабена, разделяют блоки, сложенные разновозрастными образованиями и лестнично опускающимися-

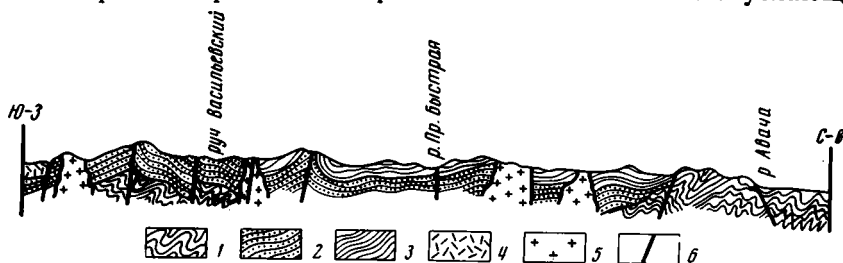


Рис. 3. Поперечный разрез Начикинской складчато-глыбовой зоны

1 — мел; 2 — отложения вилючинской свиты; 3 — отложения паратунской свиты; 4 — отложения березовской свиты; 5 — гранитоиды; 6 — разломы

ся в южном направлении (Апрелков, Бондаренко, 1965). В пределах зоны исключительно интенсивно проявились дифференцированные неотектонические движения, в результате которых возникли протяженный горст Южно-Быстринского хребта, опущенный блок Авачинской губы и ее южного побережья, грабенные долины рек Паратунка, Корякской, депрессия Начикинского озера. Для молодых блоковых структур характерно большей частью северо-восточное простирание.

В образовании Начикинской складчато-глыбовой зоны основная роль принадлежит тектоническим разрывам (рис. 3). Здесь широко распространены различного характера сбросы, надвиги, взбросы. В зоне почти отсутствуют нормальные складки, а чаще наблюдаются асимметричные, лежащие, опрокинутые структуры, обычно осложненные разломами. Складки имеют отчетливое северо-западное простирание, как и в Ганальском горст-антиклинории. Кроме того, они имеют и другую общую черту со складками Ганальского горст-антиклинория. А. Е. Святловский (1956), отмечая в позднемезозойских отложениях складки с ясно выраженным наклоном осевых плоскостей на северо-восток. Такой же наклон характерен для складок палеоген-неогеновых образований. В качестве крупного структурного элемента Начикинской складчато-глыбовой зоны выделяется Вилючинская антиклиналь, простирающаяся от бухты Вилючинской на северо-запад. Ядро антиклинали сложено аргиллитами, алевролитами и песчаниками вилючинской свиты. В сводовой части антиклинали часто осложнена мелкими складками и разрывами. К ней приурочены штоки гранитоидов. Крылья антиклинали сложены образованиями паратунской и березовской свит. В верховьях ручья Васильевского характер антиклинали асимметричный: на северо-восточном ее крыле пласты туфогенно-осадочных пород имеют падение 40—50°, иногда 60—70°, на юго-западном 30—35°. В верховьях рек Вилючи и Паратунки падение обоих крыльев антиклинали более пологое (10—30°). На этом участке к своду антиклинали складки приурочен вулкан Вилючинский. К северо-востоку от Вилючинской антиклинали прослеживаются несколько небольших пологих брахискладок. На юго-западном крыле Вилючинской антиклинали развиты отложения березовской свиты со слабо выраженной складчатостью.

Новейшие блоковые структуры ограничены мощными протяженными разломами, к которым приурочены выходы термальных источников, а

также молодые вулканы. Относительно происхождения депрессии Авачинской губы существует две точки зрения. К. И. Богданович относил ее к кальдерным опусканиям, А. Е. Святловский (1956) считает, что Авачинская губа образована в результате затопления эрозионно-тектонических форм рельефа. Г. М. Власов поддерживает точку зрения К. И. Богдановича, обосновывая это приуроченностью губы к линии кальдерных депрессий Восточной Камчатки, проявлениями на ее южном берегу молодой вулканической и термальной деятельности.

Нам же представляется более правильной точка зрения А. Е. Святловского по следующим соображениям. Береговые обрывы губы имеют явно тектоническое происхождение. Очертания берегов свидетельствуют о том, что они образованы разломами преобладающего северо-западного простирания. Депрессия Авачинской губы сопряжена с грабеновыми долинами Паратунки и Авачи. Но наиболее важным обстоятельством, не позволяющим принять кальдерное происхождение губы, является слишком разнородное строение ее берегов. Северо-западное побережье сложно преимущественно поздне меловыми отложениями ирунейской свиты, южное — неогеновыми и четвертичными вулканическими образованиями.

Разломы, ограничивающие грабен р. Паратунки и горст Быстринского хребта, как показало бурение на месторождении термальных вод, имеют значительную амплитуду (около 1000 м). Эти разломы почти вкрест простирания пересекают северо-западные структуры курильской складчатости (ранний миоцен) и представляются более молодыми, чем разломы северо-западного направления, заложенные во время складчатости. В более позднее время движения по этим разломам неоднократно повторялись.

Самое большое значение в Начикинской складчато-глыбовой зоне имеют два главных нарушения, которые по своему значению относятся к линеаментам с длительной историей развития. С движениями по этим разломам связаны заложение Юго-Восточного прогиба и начало палеогенового осадконакопления. Один из них прослеживается от северного побережья Авачинской губы на северо-запад до долины р. Быстрой и служит границей поздне меловых и палеоген-неогеновых отложений. Второй разлом простирается параллельно от бухты Вилючинской до долины р. Плотниковой. Эти разломы четко выделяются по аэромагнитным и гравиметрическим данным, они контролируются множеством даек диоритовых порфиритов, андезитов и альбитофиров, что особенно наглядно представлено на северном берегу бухты Вилючинской. К первому из них приурочено линейно вытянутое интрузивное тело диоритов (р. Половинка-Елизовская). С ними также ассоциируются обширные зоны гидротермально измененных пород.

Вилючинский линеамент является границей Начикинской складчато-глыбовой зоны и Южно-Камчатского антиклинория, а также зоной стыка структур различного простирания. До исследований Ю. М. Слепова предполагалось, что северо-восточные структуры, прослеживающиеся по побережью с юга до бухты Вилючинской, плавно сменяют свое простирание на северо-западное.

ЮЖНО-КАМЧАТСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Г. М. Власов включает в эту структуру самый южный участок Центрально-Камчатской вулканической дуги. Он представляет структуру крайней южной части Камчатки в виде моноклинали с северо-западным падением слоев и последовательной сменой древних пород более молодыми в направлении от Тихого океана к Охотскому морю, полагая при этом, что осевая часть антиклинория совпадает с берегом Тихого океана, а юго-восточное крыло погружено.

Мы оставляем название, предложенное для этой структуры Г. М. Власовым, но представляем её по-иному. Южно-Камчатский антиклинорий

крайне сильно осложнен множеством молодых разломов различного простирания, о чем, в частности, свидетельствует сложная конфигурация Тихоокеанского побережья. Все фьордообразные бухты имеют тектоническое происхождение. В новейшем тектоническом плане антиклинорий представлен протяженным горстом тихоокеанского побережья и горстами Голыгинских гор. Они разделены грабеновой депрессией (структурный трог по А. Е. Святловскому, 1961), в которой размещается ряд стратовулканов.

Ось антиклинория прослежена Ю. М. Слеповым от верховьев р. Мутновской до бассейна р. Асачи на значительном удалении от Тихоокеанского побережья. Другими словами, на указанном отрезке антиклинорий имеет и юго-восточное крыло с падением от 20 до 40°. Южнее сводовая часть антиклинория осложнена указанным выше грабеном и погребена под молодыми вулканическими породами. В целом, тем не менее, структура представляется асимметричной, юго-восточное крыло ее более поднято.

Ю. М. Слепов выделяет две антиклинальных структуры: Мутновскую и Асачинскую. В сводах антиклиналей вскрываются отложения вилючинской свиты, крылья обычно сложены образованиями паратунской свиты. Мутновская антиклиналь представляет собой крупную брахискладку северо-восточного простирания с падением пластов на крыльях до 30°. В своде ее вскрывается интрузия диоритов, на северо-западном крыле имеются также отложения березовской свиты. На юго-западе антиклиналь перекрыта лавами четвертичных вулканов. Асачинская антиклиналь, очевидно, является продолжением Мутновской и имеет характер сундучной складки, на северо-западном крыле которой кроме указанных выше отложений развиты образования алнейской серии. В междуречье Асачи и Вичаевской антиклиналь имеет субмеридиональное простирание, а на правобережье р. Прав. Асачи — северо-восточное. На этом участке к своду складки приурочена цепь небольших интрузий. Южнее на побережье, как и в небольших горстовых поднятиях Голыгинских гор, по данным В. С. Шеймовича (1966 г.), отдельных складчатых структур не отмечается, но широко развиты разрывные нарушения.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

Данные о стратиграфии и тектонике Южной Камчатки дают возможность в общих чертах представить историю ее геологического развития и кайнозойского вулканизма.

В меловую эпоху Южная Камчатка переживала собственно геосинклинальный этап развития. Очевидно, на всей ее территории располагался геосинклинальный бассейн, в котором накапливались мощные толщи терригенных отложений, которые можно сопоставить с аспидной и граувакковой формациями, характерными для начальных этапов развития геосинклиналей. Прогибание вероятно неполностью компенсировалось осадконакоплением, и морской бассейн имел значительную глубину. К периоду максимального прогибания приурочено формирование кремнисто-вулканогенных осадков. Инверсия прогиба, интрузии и гранитизация геосинклинальных осадков (по М. М. Лебедеву, 1966) и образование положительных структур приурочены ко времени проявления ларамийской складчатости.

В палеогене параллельно поздне меловой, сравнительно стабилизированной складчатой области возникает геосинклинальный прогиб, простирающийся от широт Шипунского полуострова на юге до Ильпинского полуострова. Не исключена возможность, что трог унаследован с верхнего мела. В период максимального прогибания (конец палеогена) в пограничной зоне между стабилизированной складчатой областью и геосинклинальным трогом широко проявляется вулканизм. Таким об-

разом возникает структура: вулканический пояс — глубоководная впадина, аналогичная современной структуре: Восточный вулканический пояс — Курило-Камчатский глубоководный желоб. В пользу изложенных представлений свидетельствует ряд фактов, а именно: отложения, развитые на восточных склонах Срединного хребта, имеют все черты миогеосинклинальных осадков (мелководность, небольшие мощности кайнозойских осадков сравнительно с отложениями Восточно-Камчатского прогиба), активный магматизм в этой зоне и главным образом четкая пространственная связь вулканогенных образований (их пространственное распределение) с краевой частью этого прогиба. Примеры подобных структур, в процессе которых происходит причленение к материку новых территорий, хорошо изучены на примере геосинклинальных областей Северной Америки и Карибского бассейна (Офисер и др., 1960).

В конце палеогена по двум крупным тектоническим нарушениям северо-западного простирания развивается Юго-Восточный прогиб. Заложение этого прогиба сопровождалось складчатостью, обусловившей в поднятом блоке, соответствующем Ганальскому горст-антиклинорию, появление структур и серий разломов северо-западного простирания (рис. 4). В начале нижнего миоцена прогиб охватил почти всю Южную Камчатку и, по-видимому, соединился с Восточно-Камчатским бассейном. Осадконакопление в прогибе происходило за счет размыва областей поднятия на месте Ганальского, Срединного хребтов и бассейна р. Авачи. Конфигурация этого прогиба отражена на рис. 4.

Н. Г. Бродская (1963), анализируя состав вулканогенно-осадочных формаций Камчатки, Сахалина и Японии и реконструируя палеогеографические условия, показывает на территории Южной Камчатки обширный прогиб, протягивающийся в северо-западном направлении. Среди прогиба показан участок древней складчатости. Анализ данных геолого-съёмочных и геофизических работ показывает ошибочность представлений Н. Г. Бродской, которые не соответствуют фактическому материалу. Так, в этот гипотетический прогиб попадают совершенно разнородные отложения: континентальные вулканогенные породы бассейна р. Авачи, флишеидные толщи Восточно-Камчатского прогиба. Наличие галек метаморфизованных пород, рассланцованных гранитов, кремнистых сланцев среди конгломератов вилючинской и паратунской свит указывает, что прогиб на севере и северо-западе был ограничен поднятиями на месте Ганальского, Срединного хребтов, а также бассейна р. Авачи. Юго-Восточный и Восточно-Камчатский прогибы были разделены участком суши, на что указывает несогласный контакт отложений хозгонской и паратунской свит в верховьях р. Средн. Авачи. Это поднятие мы будем называть Авачинско-Ганальским.

В конце нижнего миоцена Юго-Восточный прогиб испытывает частичную инверсию, морской бассейн мелеет. Инверсия сопровождается активизацией тектонических движений и широким проявлением вулканизма. Возникает цепь вулканов вдоль юго-западной границы Восточно-Камчатского прогиба. Вулканическая деятельность здесь протекала в субаэральных условиях. По распространению вулканогенных и интрузивных пород можно судить, что магматическая деятельность была связана в этом районе с дугообразным разломом, прослеживающимся от верховьев р. Правой Налачевой до верховьев Средн. Авачи. Вторая цепь нижнемиоценовых вулканов была приурочена к разлому северо-западного простирания, отделяющему область Авачинско-Ганальского поднятия и Юго-Восточного прогиба. Существенно лавовые разрезы нижнемиоценовых отложений устанавливаются вблизи этого разлома (р. Прав. Быстрая). Среди прословей туфов здесь отмечаются фаунистические остатки. Южнее, по-видимому, имелись две цепи вулканов северо-восточного простирания, представлявших собой вулканические острова, полу-

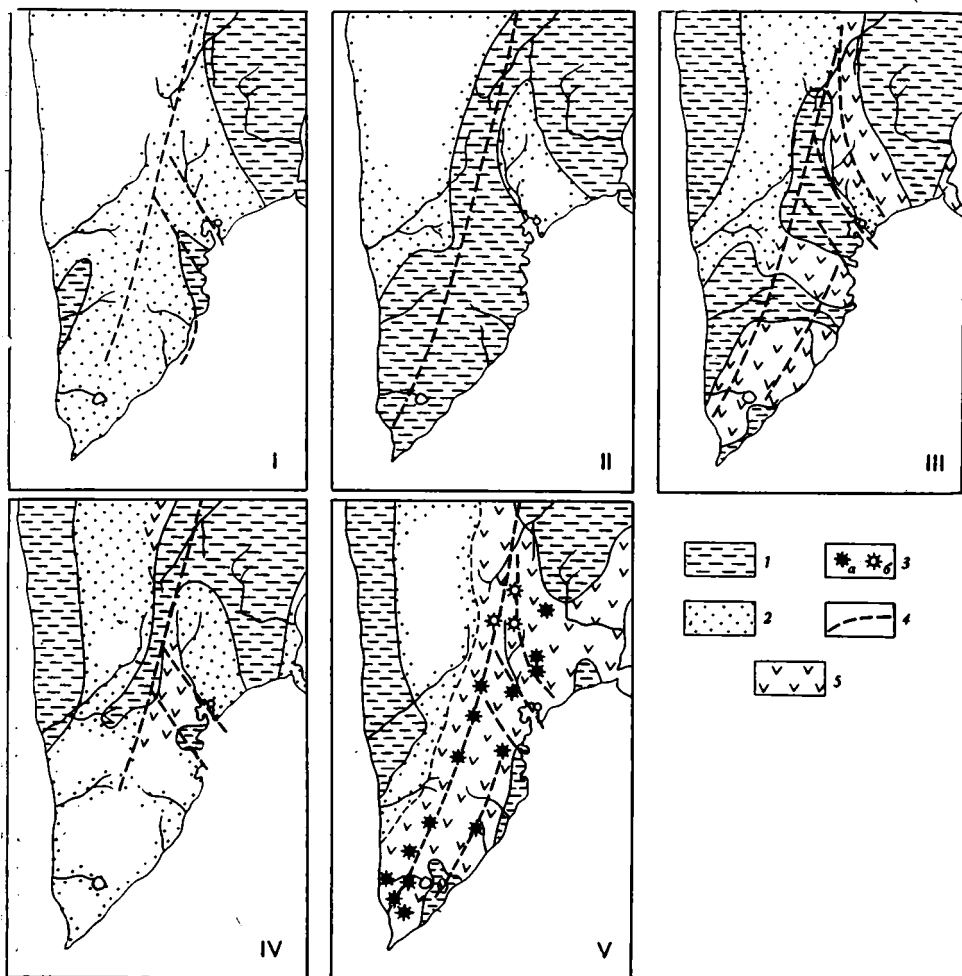


Рис. 4. Палеогеографические схемы Южной Камчатки

I — эоцен; II — олигоцен; III — нижний миоцен; IV — средний миоцен; V — верхний неоген. 1 — области накопления морских осадков; 2 — области размыва; 3 — вулканы установленные (а) и предполагаемые (б); 4 — разломы; 5 — районы вулканизма

острова, между которыми располагались заливы и лагуны, где накапливались туфогенно-осадочные фации. Вулканические группы имели, как и современные, различное простирание, подчиненное направлениям основных разломов. На Тихоокеанском побережье для лав характерна шаровая отдельность, что указывает на подводный характер излияний. Значительная роль пирокластических образований среди нижнемиоценовых вулканитов позволяет считать, что они связаны с вулканами центрального типа. Нижнемиоценовые постройки изучены слабо. В ряде случаев вулканогенные образования нижнемиоценового возраста имеют четко выраженное периклинальное залегание (северное побережье бухты Мутной), в центральной части периклиналей вскрываются интрузии гранитоидов, широкие поля гидротермально измененных пород и рудопроявления.

Деятельность нижнемиоценовых вулканов началась с излияний основных лав. Повсеместно базальты отмечаются в основании разреза нижнемиоценовых толщ. Однако главную массу вулканических продуктов этого возраста составляют андезиты. В заключительную стадию нижнемиоценового вулканизма некоторые вулканы изливали лавы кислого состава. Были, очевидно, кальдерообразующие извержения, с

которыми связаны игнимбриты. На границе нижнего и среднего миоцена происходят складкообразовательные движения, сопровождающиеся внедрением интрузий гранитоидов. В результате нижнемиоценовых дислокаций терригенные и вулканогенные отложения Юго-Восточного прогиба были смяты в складки северо-западного и северо-восточного простирания. Северо-западные структуры образовались в северной части прогиба, вероятно, под воздействием консолидированных блоков ларамийского складчатого фундамента. Влиянием поднятого блока (Ганальского горст-антиклинория) обусловлены северо-западные структуры южной части Восточно-Камчатского прогиба. Это подчинение раннемиоценовых складчатых структур проявлено и севернее. Эти же движения привели к обновлению шовных разломов, по которым происходило заложение прогибов.

Средний миоцен — эпоха выравнивания складчатых раннемиоценовых сооружений. Вулканизм в это время имеет локальное распространение. Вулканиды среднемиоценового возраста резко отличаются от раннемиоценовых преобладанием пород кислого состава. В период ослабления тектонических движений в приповерхностных очагах произошла глубокая дифференциация андезитовой магмы. Для среднего миоцена характерны кальдерообразующие извержения, давшие крупные поля игнимбритов в районе Вилючинского линеамента, а также экструзивная деятельность (юго-западные склоны Ганальского хребта, р. Карымшина). Интрузивные проявления немногочисленны и представлены небольшими штоками диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров. Позднемиоценовые тектонические движения (алеутская складчатость) не отличались собой интенсивностью: отложения березовской свиты дислоцированы слабо. Более резко эта складчатость проявилась в Срединном хребте. Небольшие мелководные прогибы сохранились в южной части Центрально-Камчатской депрессии и на восточном побережье.

В. К. Ротман (1965), анализируя условия образования раннемиоценовых вулканидов, которые он справедливо сопоставляет с формацией «зеленых туфов» Японии, считает, что «образование зеленых туфов повсеместно предшествовало интенсивным морским трансгрессиям. При этом первая фаза вулканизма (ранний миоцен) несколько опережала раннемиоценовую трансгрессию, а вторая — трансгрессию моря в среднем миоцене». Формация «зеленых туфов», по его мнению, является переходной от формаций начального развития геосинклинали к орогенным.

Материалы по Южной и Центральной Камчатке позволяют нам прийти к следующим выводам. Раннемиоценовый вулканизм проявился позднее мощной олигоцен-нижнемиоценовой трансгрессии, и в дальнейшем интенсивный вулканизм протекал в условиях усиливающегося воздымания, компенсирующего резкое прогибание в Восточно-Камчатском геосинклинальном трое.

В верхнем миоцене морской режим сохранился лишь на территории Восточно-Камчатского прогиба и в отдельных участках юго-восточного побережья. По обновленным разломам более раннего заложения возникают многочисленные щитовидные вулканы. Выявленные вулканические центры четко трассируют эти разломы. В расположении вулканов ясно выражается преемственность позднеогенового вулканизма от раннемиоценового. Вулканы приурочены к тем же глубинным разломам. Вулканизм протекал в наземных условиях, при этом значительная роль принадлежит эксплозивным извержениям (коэффициент эксплозивности для этих вулканов в среднем составляет 50%). Для позднеогенового вулканизма устанавливается такая же смена состава лав во времени, как и для раннемиоценового (базальты, андезиты, дациты). Сравнительно с раннемиоценовыми позднемиоценовые породы отличаются более высоким содержанием щелочей. Вулканической деятельностью позднего

неогена сформированы обширные плоскогорья. Неогеновый вулканизм закончился извержениями пемз, игнимбритов, очевидно связанных с щитовидными вулканами. В Начикинской складчато-глыбовой зоне в поздний этап происходило образование экстррузивных куполов липаритов.

Начало четвертичного вулканизма на Южной Камчатке, как и на всем полуострове, ознаменовалось массовыми излияниями базальтовых лав. Эксплозивные извержения в это время играли подчиненную роль. Значительная часть базальтов излилась из слабо размытых поздне-неогеновых построек, другая часть покровов базальтов образовала самостоятельные щитовые постройки. После излияния покровов базальтов происходили извержения игнимбритов и других пород кислого состава. В дальнейшем возникают пояса стратовулканов, сложенные породами основного и среднего состава. Интенсивно проявляется разрывная тектоника, формируются горсты, грабены с амплитудой смещения блоков в несколько тысяч метров. С появлением стратовулканов резко изменяется и состав вулканических продуктов. Если с раннемиоценового до нижнечетвертичного времени происходило заметное нарастание щелочности пород, то средне- и верхнечетвертичные и современные лавы являются более известковистыми, чем раннемиоценовые. На наш взгляд, это явление совершенно закономерно и хорошо отражает этапы геологического развития описываемого региона. Эволюция неоген-нижнечетвертичного вулканизма находится в тесной связи с развитием Восточно-Камчатской кайнозойской геосинклинали.

Повышенная известковистость современных, средне- и верхнечетвертичных лав Камчатки прямо связана с начальным этапом развития новой структуры: Восточно-Камчатский вулканический пояс — Курило-Камчатская глубоководная впадина. С заложением впадины связано также и оживление вулканизма в пределах древнего неогенового вулканического пояса.

Изложенный выше материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Новейшие тектонические движения, выразившиеся в образовании крупных горстов и депрессий и хорошо отраженные в современном рельефе, не оказали существенного влияния на простирание структур, сформированных ранее.

2. Северо-западное простирание складок наблюдается только в пределах Ганальского горста-антиклинория и Начикинской складчато-глыбовой зоны. В указанных районах направление ларамийских и раннемиоценовых структур совпадает. Появление структур северо-западного простиранения связано с заложением в палеогене крупных прогибов. Совпадение ларамийских и раннемиоценовых структур объясняется влиянием консолидированного фундамента на отложения Юго-Восточного прогиба.

3. В пределах Южной Камчатки до плиоцена было несколько фаз складчатости. На это указывает ряд фактов, например: позднемиоценовые интенсивно дислоцированные отложения в долине р. Средн. Авачи имеют северо-западное и субмеридиональное простирание, а залегающие несогласно отложения следующего структурного этажа, представленные породами паратунской свиты, смяты в складки северо-восточного простиранения (курульская фаза), при этом четвертичные разломы, по которым сформирован Авачинский горст, имеют меридиональное простирание.

4. Раннемиоценовый вулканизм проявился позднее мощной олигоцен-нижнемиоценовой трансгрессии, и в дальнейшем интенсивный вулканизм протекал в условиях усиливающегося воздымания, компенсирующего резкое прогибание в Восточно-Камчатском геосинклинальном трого.

5. Наиболее щелочные нижнечетвертичные лавы на всем полуострове знаменуют завершение орогенеза и образование складчатой и ос-

ложненной надвигами горной системы на месте геосинклинали и причленение ее к позднемеловой консолидированной области. Повышенная известковистость вулканических продуктов характерна для начальных этапов развития вулканических поясов.

Литература

- Апрелков С. Е., Бондаренко В. Н., Власов Г. М. Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений Центрально-Камчатской вулканической зоны. В кн. «Геология СССР», т. 31, ч. 1, Изд-во «Недра», 1964.
- Апрелков С. Е. Неотектоника бассейнов рек Авачи, Гаванки и Налычевой. В кн. «Вопросы географии Камчатки», вып. 3, Петропавловск-Камчатский, 1965.
- Апрелков С. Е., Бондаренко В. Н. Новые данные о геологии Юго-Восточной Камчатки. Сов. геология, № 3, 1965.
- Апрелков С. Е., Жегалов Ю. В., Сленов Ю. М., Харченко Ю. И. Металлогеническая характеристика кайнозойских вулканогенных формаций Камчатки. В сб. «Рудоносность вулканогенных формаций Северо-Востока и Дальнего Востока СССР», Магадан, 1967.
- Белюсов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в развитии структуры Земли. Сов. геология, № 10, 1960.
- Бродская Н. Г. Ряды формаций кайнозойских геосинклиналичных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии. В кн. «Вулканогенно-осадочные и терригенные формации». Изд-во АН СССР, 1963.
- Власов Г. М. История кайнозойского вулканизма тихоокеанских окраин СССР. Тр. XX сессии Междунар. геол. конгр., т. 2, Мехико, 1967.
- Власов Г. М. Новые данные по геологии Камчатки и перспективы ее рудоносности. Сов. геология, № 5, 1958.
- Власов Г. М., Ярмолюк В. А. Структурно-тектонические районы Камчатки. Докл. АН СССР, т. 127, № 1, 1959.
- Власов Г. М., Жегалов Ю. В., Ярмолюк В. А. Некоторые важнейшие вопросы тектоники Камчатки. Сов. геология, № 6, 1962.
- Власов Г. М. Типы вулканических зон у Тихого океана. В кн. «Вулканические и вулканоплутонические формации». Изд-во «Наука», 1966.
- Горячев А. В. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской складчатой зоны. Изд-во «Наука», 1966.
- Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1961.
- Лебедев М. М., Бондаренко В. Н. К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки. Сов. геология, № 11, 1962.
- Лебедев М. М. Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки. Сов. геология, № 4, 1966.
- Марков М. С., Соловьева И. А., Чехович В. Д. Островные дуги и становление «гранитного слоя» земной коры. Геотектоника, № 1, 1967.
- Маршин Е. К. К истории развития вулканизма на Курильских островах. Докл. АН СССР, т. 118, вып. 2, 1958.
- Никольский В. М. Стратиграфия Курильских островов. В сб. «Материалы Межвед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов». Гостоптехиздат, 1961.
- Офисер К. Б., Юинг Д. Ж., Эдвардс Р. С. и Джонсон Х. Р. Геофизические исследования в восточной части Карибского моря (Венесуэльский бассейн, Антильская островная дуга и впадина Пуэрто-Рико). В кн. «Вопросы современной зарубежной тектоники». Изд-во иностр. лит., 1960.
- Петрушевский Б. А. К проблеме Тихоокеанского подвижного пояса. Сов. геология, № 3, 1964.
- Пийп Б. И. Материалы по геологии и петрографии района рек Авачи, Рассошины, Гаванки и Налычевой на Камчатке. Тр. Камчатск. комплексн. эксп. СОПС АН СССР, 1936—1937 гг., вып. 2, Изд-во АН СССР, 1941.
- Ротман В. К. О формации «зеленых туфов» и некоторых связанных с нею проблемах. Геология и геофизика, № 12, 1965.
- Святловский А. Е. Южно-Быстринский хребет на Камчатке. Тр. лабор. вулканол., вып. 12, Изд-во АН СССР, 1956.
- Сергеев К. Ф. Основные черты стратиграфии третичных отложений Большой гряды Курильских островов, Докл. АН СССР, т. 153, № 5, 1963.
- Тихонов В. И. Унаследованные и наложенные структуры Камчатки и их роль в распределении вулканов. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 89, 1953.
- Тихонов В. И. О некоторых особенностях развития островных вулканических дуг. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 139, 1965.
- Шеймович В. С., Хромов В. Т., Гладикова В. М. О возрасте аллейской серии на юге Камчатки. В сб. «Вопросы географии Камчатки», вып. 3, 1965.

Геологосъемочная экспедиция
Камчатское территориальное
геологическое управление

Статья поступила
29 апреля 1969 г.

УДК 551.24 (265.54)

Е. Н. ПЕТРОВ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КОТЛОВИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Анализ имеющихся геологических и геофизических данных позволил выяснить некоторые особенности структуры континента и морского дна в северо-западной части котловины Японского моря. Автор приходит к выводу об отсутствии резкой геологической обособленности между рассматриваемым участком континента и глубоководной котловины, характеризующихся различными типами строения земной коры. В своем тектоническом развитии они подчинены общей закономерности.

Вопрос о геологическом строении и развитии котловины Японского моря неоднократно и по-разному рассматривался в литературе (Белюсов, Рудич, 1960; Кропоткин, 1960; Марков и др., 1967; Кобаяси, 1969; Бубнов, 1947; «Геологическое развитие Японских островов», 1968).

Проведенный нами анализ тектонического строения Южного Приморья, акватории залива Петра Великого и прилегающей части глубоководной котловины позволил выяснить некоторые особенности структуры континента и морского дна и вместе с тем судить об условиях формирования одной из окраинных областей перехода от континента к океану, а также о соотношении структуры континента и глубоководного морского дна, характеризующихся различными типами строения земной коры.

В настоящее время общепризнанной является тектоническая схема Приморья, разработанная И. И. Берсеневым (1959, 1960) на основе новейших крупномасштабных геологических съемок, которая и принята в данной работе.

На территории Южного Приморья выделяется Хасанская зона, представляющая собой окраинную часть Гродековской области верхнепалеозойской складчатости, Суйфунская зона, лежащая на южном погружении Ханкайского массива, Дунайско-Сучанская и Сучано-Дадяньшанская зоны, являющиеся южными звеньями мезозойд Сихотэ-Алиня (рис. 1).

Эти крупные тектонические элементы осложнены продольными глубинными разломами (Муравьевским, Халазским, Сучанским и Восточно-Сучанским), прослеживающимися в пределах континента на многие десятки и первые сотни километров.

В пределах Хасанской зоны выделяются Барановская и Адиминская синклиналильные структуры, морфологически выраженные в виде депрессий, приуроченных к крупным заливам и прослеживающиеся до южного продолжения Муравьевского глубинного разлома. В Суйфунской зоне мезозойские отложения смяты в крутые складки северо-северо-восточного простирания, из которых Тавричанская и Угловская синклиналильные погружаются под воды Амурского залива. В пределах Дунайско-Сучанской и Сучано-Дадяньшанской зон выделяются Майхинская и Петровская синклиналильные структуры, погружающиеся под воды Уссурийского залива, и Чендалазская и Краснопольская синклинали, приуроченные к заливам Японского моря.

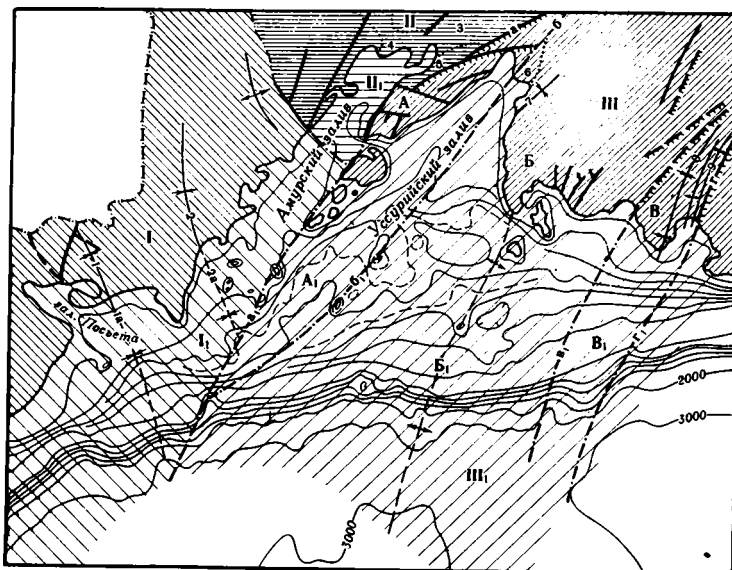


Рис. 1. Тектоническая схема Южного Приморья (по данным И. И. Берсенева, А. И. Бурдэ, Б. И. Васильева, Б. Д. Черемиса и др. с дополнениями Е. Н. Петрова по акватории залива Петра Великого)

1 — Хасанская зона позднегерцинской складчатости; 2 — то же, предполагаемая под водами моря; 3 — Суифунская депрессионная структура; 4 — то же, предполагаемая под водами моря; 5 — Дунайско-Сучанская и Сучано-Дальняншанская зоны; 6 — то же, предполагаемые под водами моря; 7 — Муравьевский антиклинорий; 8 — то же, предполагаемый под водами моря; 9 — Тафунский антиклинорий; 10 — то же, предполагаемый под водами моря; 11 — Чандалазское поднятие; 12 — то же, предполагаемое под водами моря; 13 — оси положительных структур; 14 — то же, под водами моря; 15 — оси отрицательных структур; 16 — то же, предполагаемые под водами моря; 17 — разломы установленные; 18 — то же, предполагаемые на суше; 19 — то же, предполагаемые под водами моря; 20 — границы между структурно-фациальными зонами; 21 — границы кайнозойских впадин

Крупные разломы: а — Муравьевский; а₁ — то же, предполагаемый под водами моря; б — Халазский; б₁ — то же, предполагаемый под водами моря; в — Сучанский; в₁ — то же, предполагаемый под водами моря; г — Восточно-Сучанский; г₁ — то же, предполагаемый под водами моря.

Отрицательные структуры: 1 — Барановская; 1_а — то же предполагаемая под водами моря; 2 — Админская; 2_а — то же, предполагаемая под водами моря; 3 — Угловская; 4 — Тавричанская; 5 — Подгородненская; 6 — Майчинская; 7 — Петровская; 8 — Чандалазская; 9 — Краснополская

Анализ данных батиметрии показывает на прямое отражение рассмотренных тектонических элементов в рельефе морского дна. На материковой отмели и склоне прослеживаются скрытые под водами депрессии, лежащие на продолжении отрицательных структур, непосредственно обнажающихся на суше.

Прослеживаемые на суше глубинные разломы продолжают под водами моря вдоль цепочек островов и подводных возвышенностей, по-видимому связанных с появлением недавнего вулканизма. В пределах материкового склона разломы выражены в виде резко очерченных в рельефе поперечных уступов. Важно заметить, что по этим разломам, например по Восточно-Сучанскому и Муравьевскому, можно судить о направлении и амплитуде горизонтальных сдвиговых перемещений блоков коры, соответствующих установленным И. И. Берсеневым (1964) движениям блоков южной части Сихотэ-Алиня под влиянием сил, действовавших в северо-западном направлении.

Некоторые крупные структуры Южного Приморья и Кореи продолжают в глубь акватории, в пределы глубоководной котловины. Так, на

ожном продолжении Сихотэ-Алиня, в 90 км к югу от о. Аскольда расположено крупное поднятие округлой формы, имеющее в диаметре у основания около 55 км. Минимальная глубина над этим поднятием, имеющим субмеридиональное простирание, равна 1064 м. В центральной части глубоководной котловины, ближе к ее северо-западному краю, выделяется крупное обособленное поднятие Богорова, возвышающееся над уровнем дна на 2300 м. Это поднятие вытянуто в субмеридиональном направлении на 65 км и имеет ширину у основания около 20 км. На карте аномального магнитного поля рассматриваемые поднятия выражены в виде локальных максимумов (рис. 2, а, б), приуроченных к линейным зонам, лежащим на продолжении структур Южного Приморья.

Подводный склон Кореи южнее 40° с. ш. значительно осложнен отходящими от него в северо-восточном направлении подводными поднятиями. Особенно крупное из них с выровненной вершинной поверхностью простирается между 38 и 40° с. ш., распространяясь в пределы глубоководной котловины на многие десятки километров.

Изложенные результаты геолого-геоморфологических исследований и батиметрии согласуются с данными грави- и магнитометрии. Как известно, Южное Приморье характеризуется отчетливо выраженным зональным строением, отражающимся в характере гравитационного и магнитного полей.

Так, непосредственно к востоку от Ханкайского гравитационного и магнитного максимумов прослеживается зона знакопеременного магнитного и гравитационного полей, соответствующая Даубихинскому прогибу и частично Главному антиклинорию Сихотэ-Алиня. Далее на восток располагается зона отрицательного магнитного и гравитационного полей, отвечающая преимущественно Главному синклинорию Сихотэ-Алиня. В восточном направлении эта зона характеризуется понижением значений до 100 и более гамм. Наконец, крайняя восточная часть Южного Приморья, соответствующая прибрежной антиклинальной зоне, отличается повышенным значением аномалий до +200 гамм и более и гравитационным максимумом, нарастающим в восточном направлении. Подобная зональность распространяется на прилегающую с юга акваторию Японского моря, включающую не только шельфовую зону, но и окраинную часть глубоководной котловины.

Анализ аномального магнитного поля (см. рис. 2) указывает, что в северной части Японского моря магнитные аномалии зоны шельфа и материкового склона не прерываются и не затухают в юго-западном направлении, а продолжают в пределы глубоководной котловины, не изменяя структуры поля. Эта особенность строения магнитного поля отчетливо проявляется вдоль всей северной части глубоководной котловины, начиная от восточной ее окраины, характеризующейся спокойными слабopоложительными изометричными аномалиями ΔT , и кончая западной частью впадины, где аномальное магнитное поле отличается линейным характером. При этом уровень магнитного поля в пределах глубоководной котловины и прилегающей зоны мелководья не претерпевает существенных изменений.

Таким образом, имеются некоторые основания предполагать общность строения континентальной коры мелководья и субокеанической коры глубоководной части котловины. Однако следует иметь в виду, что схематичность карты аномального поля ΔT в пределах акватории Японского моря делает выводы, основанные на ее анализе, лишь предварительными, требующими подтверждения дальнейшими более детальными исследованиями с помощью густой сети аэромаршрутов.

Сейсмическими исследованиями установлено, что земная кора в пределах глубоководной котловины состоит из двух основных слоев — «базальтового» и осадочного. Мощность «базальтового» слоя изменяется в пределах 8—12 км. Наибольших значений она достигает в северных рай-



Рис. 2. Аномальное магнитное поле в изолиниях ΔT (по данным ИЗМИР АН СССР, 1963)

1 — Нулевые изодинами ΔT ; 2 — положительные изодинами ΔT ; 3 — отрицательные изодинами ΔT ; 4 — границы съемок; 5 — контур глубоководной котловины; Буквы на карте: а — локальный максимум, соответствующий поднятию с отметкой 1064 м; б — локальный максимум, соответствующий поднятию Богорова

онах котловины, откуда к югу, в сторону подводной возвышенности Ямато происходит постепенное ее сокращение. В том же направлении наблюдается и общее уменьшение мощности осадочного слоя.

Глубинные разломы, ограничивающие глубоководную котловину, разделяют два разных типа коры. Переходные зоны, если они и имеются, настолько малы по своей протяженности, что при существующих системах сейсмических исследований не могут быть выделены достаточно надежно. Это доказывается отсутствием «гранитного» слоя на всем протяжении многочисленных профилей, пересекающих глубоководную котловину, в то время как окраинные части непосредственно примыкающих к ней крутых склонов образованы корой континентального типа.

К подобному выводу пришла И. П. Косминская с соавторами в результате анализа строения земной коры зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, отметившая «блоковый характер строения коры без постепенного перехода от одного типа коры к другому. Участки с различными типами коры примыкают почти непосредственно один к другому» (Косминская и др., 1964, стр. 286).

Грабенообразные впадины Кореи распространены преимущественно вдоль широтного пояса, лежащего на западном продолжении глубоководной котловины Японского моря. Ограничивающие их крупные разломы субмеридионального простирания, контролирующие распределение плиоцен-четвертичных вулканов, в ряде случаев продолжают под водами моря. Одним из наиболее крупных грабенов, расположенных на северо-восточной окраине полуострова, является Килчжу-Менчхонский, длина которого вместе с погруженной подводной частью превышает 130 км. Мощность выполняющих его преимущественно миоценовых отложений достигает 2500 м. Расположенные к юго-западу от него Вонсан-Чхорвонский, Синхын-Ковенский и другие грабены отличаются меньшими размерами и амплитудой погружения. Это подтверждает вывод В. Л. Масайтиса об увеличении интенсивности тектонических движений и вулканизма на территории Кореи к востоку (Геология Кореи, 1964), т. е. по направлению к глубоководной впадине Японского моря, где эти процессы проявились наиболее резко.

Интересно отметить, что крупные разломы, ограничивающие Килчжу-Менчхонский грабен, имеют слегка изогнутую в плане форму, повторяющую контур близлежащего уступа, оконтуривающего с запада глубоководную впадину, что создает картину единой системы ступенчатого оброса.

Поверхность «базальтового» слоя глубоководной котловины характеризуется довольно значительной расчлененностью. Наиболее резкие колебания глубин приурочены к изолированным поднятиям, распространенным в центральных и южных районах котловины, где относительные превышения измеряются сотнями метров.

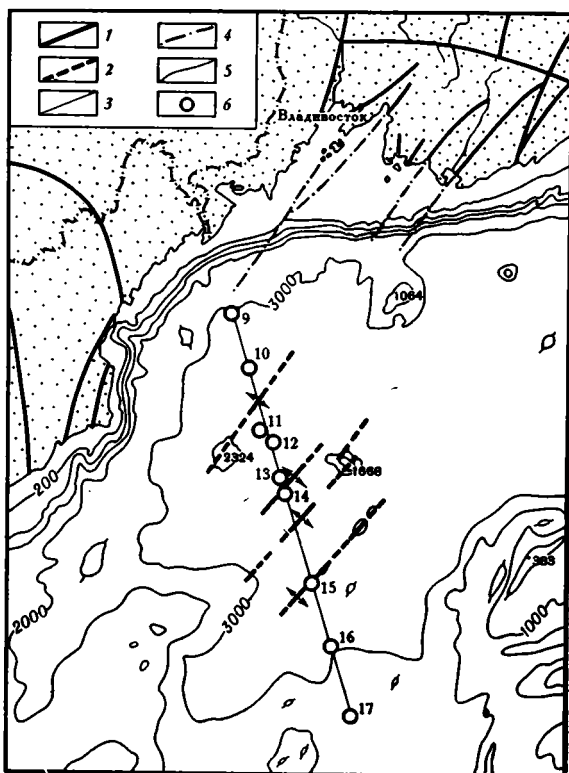
Детальными сейсмическими исследованиями, выполненными Институтом океанологии АН СССР в 1963 г., было изучено строение глубоководной котловины по профилю протяженностью более 400 км (Ковылин, 1966). Этот профиль пересекает западную часть котловины под довольно крутым углом относительно простирания структур прилегающей части континента. Между станциями 10 и 15 (ГСЗ) профилем пересечен ряд крупных куполообразных поднятий опорной границы, соответствующей кровле «базальтового» слоя коры. Вертикальная амплитуда поднятий, расположенных в южной части профиля, достигает 700 м, углы падения на крыльях местами превышают 5°. Эти поднятия располагаются не в виде сколько-нибудь правильного чередования с отрицательными формами, а прерывисто, обуславливая прерывистый характер строения осадочного покрова. Судя по характеру глубинных отражений, можно предполагать, что поднятия, по крайней мере в верхней своей части, местами имеют слоистое строение и, возможно, отвечают метаморфизованным вулканогенно-осадочным комплексам.

Структура осадочного покрова теснейшим образом связана с рассматриваемыми формами «базальтового» слоя. Над поднятиями базальтового слоя происходит общий подъем осадочных слоев и постепенное выполаживание их вверх по разрезу (Ковылин, 1966). Это явление находит прямое отражение в характере рельефа морского дна, всюду повторяющего форму погребенной структуры в сглаженном виде. В пределах рассматриваемого сейсмического разреза глубины залегания подошвы осадочного слоя варьируют в пределах 100—700 м, в то время как колебания поверхности дна не превышают 200 м.

Сравнительный анализ батиметрии и геофизических данных показывает, что крупные морфоструктуры выражены в рельефе морского дна в виде положительных форм, имеющих северо-северо-восточ-

Рис. 3. Схема рельефа северо-западной части котловины Японского моря с элементами структуры консолидированной коры.

1 — оси унаследованных поднятий осадочного слоя, установленные сейсмическими исследованиями; 2 — то же, выделенные по рельефу дна; 3 — крупные разломы на континенте; 4 — то же, предполагаемые под водами моря; 5 — профиль ГСЗ и МОВ; 6 — станции ГСЗ



ное простирание, близкое к простиранию структур прилегающей части континента (рис. 3).

Рассматриваемая структура глубоководной котловины обнаруживает сходство с Суйфунской впадиной, погружающейся под воды Амурского залива. Анализ сейсмических разрезов (Ковылин, 1966) показывает на асимметричное строение выступов консолидированной коры в пределах глубоководной котловины: их северо-западные склоны, обращенные в сторону регионального погружения слоев, более крутые по сравнению с юго-восточными склонами. Это нашло отражение в строении осадочного покрова вплоть до верхних его слоев, выраженных в рельефе морского дна. Аналогичный характер строения складчатого основания и осадочного покрова свойствен Суйфунской впадине, изученной в течение последних лет с помощью структурно-колонкового бурения и сейсмического профилирования.

Таким образом, судя по соотношениям со структурой прилегающей суши, глубоководная котловина в ее западной части представляется нам глубоко опущенным аналогом глыбово-складчатой структуры Южного Приморья. Глубинные разломы, лежащие на юго-западном продолжении Камчатско-Курильской системы, ограничивают эту зону опускания, срезая разновозрастные складчатые комплексы под крутым углом.

Имеющиеся в настоящее время геолого-геофизические данные не позволяют определить возраст нижней границы осадочного покрова глубоководной котловины. Этот вопрос может быть решен более или менее:

уверенно лишь в том случае, если имеется возможность сопоставить данные сейсморазведки с данными по близлежащим буровым скважинам или идентифицировать поверхность раздела с выходами пластов в обнажениях прилегающей суши. Нет сомнений в том, что на всей площади котловины подошва осадочного покрова неоднородна по составу пород и возрасту. Однако, судя по сравнительно низким скоростям распространения продольных сейсмических волн и относительно медленному нарастанию их с глубиной в пределах акватории (Косминская, Зверев и др., 1964), имеются основания предполагать, что осадочная толща глубоководной котловины состоит из более или менее однородных и слабоуплотненных отложений.

В настоящее время для первого весьма приближенного представления о возрасте котловин окраинных морей представляет интерес мощность и темп накопления осадочного материала. А. П. Жузе, основываясь на анализе ископаемых диатомовых водорослей, выделила в верхах донных отложений глубоководной котловины Охотского моря (станция 140) пять горизонтов, из которых II и IV горизонты с холодноводной флорой она связывает с последней и предпоследней ледниковыми эпохами (Жузе, 1962). Ю. Ф. Чемяков (1957, 1959, 2) синхронизирует эти горизонты с зырянским и сартанским оледенениями Сибири (по унифицированной стратиграфической шкале, принятой в Ленинграде в 1956 г.).

Основываясь на глубине залегания подошвы горизонта IV, равной 1665 м и абсолютном возрасте, соответствующем по П. М. Харлею (1962), началу предпоследнего оледенения, т. е. около 125 000 лет, время накопления 5 000 м толщи осадков, выразится величиной $\frac{125\,000 \cdot 5\,000}{16,6} = 37,6$ млн. лет, что соответствует раннему олигоцену.

Учитывая определенное сходство факторов, обуславливающих вынос осадочного материала на большие глубины в Южно-Охотской и Япономорской глубоководных котловинах (существование по их периферии крутых склонов, наличие подводных каньонов на склонах, обильное поступление в них обломочного материала и т. д.), можно предполагать, что скорость осадконакопления в этих котловинах примерно одинакова. В таком случае время накопления 2200 м толщи осадков глубоководной котловины Японского моря составит около 15,2 млн. лет, что соответствует позднему миоцену.

Процесс преобразования континентальной коры в пределах глубоководной котловины связан с развитием обрамляющих ее систем глубинных разломов. Глубинный разлом развивается вдоль контакта расширяющегося или сжимающегося участков подкорковых масс в виде резкого перепада напряжений и ослабления прочности вещества. Зарождаясь на глубинах, измеряемых первыми сотнями километров, где прочность подкоркового вещества ничтожно мала, а среднее всестороннее давление достигает 100 кбар и более, эта зона постепенно перемещается вверх, в сторону уменьшающегося давления.

В нижних частях континентальной коры, на глубинах 35—40 км, где прочность базальта достигает 100 кбар, а среднее всестороннее давление превышает эту величину (Белюсов, 1965), могут развиваться сдвиговые деформации с разрывом сплошности вещества. Здесь, как и в лежащих выше частях коры, создаются условия, благоприятные для образования открытых трещин, так как падение всестороннего давления на этих глубинах может вызвать отрицательные давления. Это может привести к дроблению и вертикальному перемещению блоков коры.

Погружающийся относительно утоненный блок коры, лежащий над резким выступом оболочки, подвержен более интенсивной деформации, с образованием системы сбросов, встречных по отношению к главному разлому. Эта система разломов может служить путями перемещения магм, поступающих из больших глубин.

На глубине 19—20 км и более может происходить плавление гранита, так как в этих условиях окружающая температура (550°) выше максимальной температуры плавления (510°). Плавление гранита происходит в условиях, благоприятных для послышной инъекции базальтовой магмы и образования пластовых интрузий. Это связано с арочным эффектом, который создается в процессе прерывистого погружения блоков относительно жесткой коры, лежащей на более податливом субстрате.

В истории тектонического развития платформенных областей известны фазы крупных расчленений, захватывающих обширные площади и сопровождающихся подъемом колоссальных количеств магмы с больших глубин. Об этом свидетельствует однообразие состава трапповых интрузий и отсутствие в них сколько-нибудь выраженных дифференциаций магмы.

Анализ разреза Тунгусского бассейна показывает, что интрузивные залежи развиты там по всему разрезу палеозоя, представляя собой огромные пластообразные тела мощностью до 200 и более метров, распространяющиеся на сотни километров. Мощность траппов в отдельных участках не уступает мощности вмещающих пород, а плотность их достигает 2,9—3,0 г/см³, т. е. приближается к плотности верхних частей подкоркового субстрата.

Таким образом, в условиях значительного погружения и насыщения основным материалом «гранитный» слой коры при существующих системах сейсмических наблюдений будет обнаруживать свойства, близкие к базальту.

Литература

- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли. Сов. геология, № 10, 1960.
- Белоусов В. В. О коре и верхней мантии материков. Сов. геология, № 1, 1965.
- Берсенев И. И. О тектоническом районировании Приморья. Сообщ. Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 10, 1959.
- Берсенев И. И. Основные черты тектоники Приморского края. В кн. «Материалы к Первой Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса», вып. 1, 1960.
- Берсенев И. И. О надвиговых и сдвиговых структурах южной части Сихотэ-Алиня. Докл. АН СССР, т. 158, № 4, 1964.
- Буинов С. Тектоника Японии и строение Тихоокеанского побережья Восточной Азии. (пер. с нем.). Изв. Гл. упр. геол. фондов, вып. 3, 1947.
- Геология Кореи. Перевод с корейского. Изд-во «Недра», 1964.
- Геологическое развитие Японских островов. Пер. с англ. Изд-во «Мир», 1968.
- Жузе А. П. Стратиграфические и палеогеографические исследования на северо-западе Тихого океана. Изд-во АН СССР, 1962.
- Карта аномального магнитного поля СССР в изолиниях ΔT. Масштаб 1 : 5 000 000. Редактор Т. Н. Симоненко. ИЗМИРАН АН СССР, 1963.
- Ковылин В. М. Результаты сейсмических исследований в юго-западной части глубоководной котловины Японского моря. Океанология, т. VI, вып. 2, 1966.
- Косминская И. П., Зверев С. М., Войцман П. С., Тулина Ю. В. Общие черты строения переходной зоны. В кн. «Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану», Изд-во «Наука», 1964.
- Кобаяси Т. Геология Кореи и сопредельных территорий Китая. Изд-во иностр. лит., 1959.
- Кропоткин П. Н. Неотектоника и геофизические данные о толщине и деформациях земной коры. Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов, М., 1960.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Шувалов А. Л. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. Изд-во «Наука», 1967.
- Харлей П. И. Возраст Земли. Перевод с англ. Физматгиз, 1962.
- Чемехов Ю. Ф. О четвертичной истории Охотского моря. Изв. Всес. географ. о-ва, т. 89, вып. 3, 1957.
- Чемехов Ю. Ф. Четвертичная система Хабаровского края и Амурской области. В сб. Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР, Материалы ВСЕГЕИ, Нов. серия, вып. 2, Л., 1959.
- Чемехов Ю. Ф. Четвертичное оледенение Дальнего Востока. Природа, № 7, 1959.

Дальневосточный геологический
институт ДВ филиала АН СССР
Владивосток

Статья поступила
28 мая 1969 г.

УДК 551.24 (479)

В. И. ШЕВЧЕНКО

СООТНОШЕНИЕ СТРУКТУРЫ ДРЕВНИХ И ЮРСКИХ ТОЛЩ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА НА ПРИМЕРЕ ЗЫЛГИНСКОГО МАССИВА

В результате изучения тектоники древних и юрских пород Зылгинского массива на р. Черек Балкарский сделан вывод, что для древних, протерозойских отложений характерна не изоклиinally-складчатая, а складчато-чешуйчатая структура и что нет принципиальной разницы в морфологии дислокаций древних и юрских пород.

Строение альпийского чехла Большого Кавказа в настоящее время известно достаточно хорошо. Выявлены основные черты тектоники средне-верхнепалеозойских пород этого складчатого сооружения. Значительно хуже положение с изучением структуры досреднепалеозойских образований Большого Кавказа. Посвященные этому вопросу работы охватывают обычно весь Центральный Кавказ и дают лишь общее представление о структуре фундамента этого региона в целом.

В настоящей статье ставится более узкая задача — выяснить морфологию тектонических дислокаций древних толщ небольшой части Центрального Кавказа и сравнить морфологию дислокаций этих и более молодых, мезозойских пород того же района.

Постановка такой задачи связана с тем, что о характере дислокаций высокометаморфизованных пород в литературе высказываются прямо противоположные суждения. Традиционным стало представление о том, что толщи этих пород повсеместно (в том числе и на Кавказе) смяты в очень сложные изоклиinallyные складки разных порядков (Эз, 1967). Однако некоторые исследователи (Заборовская, Марков, 1963; Павловский, 1962; Синицын, 1956) приходят к выводу, что сложные дислокации этого типа являются нарушениями второго и более высокого порядков, а в целом тектоника метаморфизованных толщ сравнительно проста. В зависимости от того или иного решения этого вопроса могут принципиально измениться представления о строении фундамента Центрального Кавказа и об истории его формирования.

Изучение тектоники досреднепалеозойских кристаллических пород Центрального Кавказа затрудняется недостаточной (особенно для его южной части, зоны Главного хребта) детальностью стратиграфического расчленения этих пород. Все высокометаморфизованные породы восточной части зоны Главного хребта до последнего времени разделялись на две толщи, стратиграфические соотношения между которыми не ясны: свиту слюдяных гнейсов с прослоями мраморов и свиту полосчатых кварцево-сланцевых сланцев и гнейсов с пачками амфиболитов. Датируются они протерозоем. Позже свита слюдяных сланцев с амфиболитами, называемая сейчас безенгийской, была разделена В. М. Андреевым и Е. Л. Москалевым на две подсвиты — нижебезенгийскую, сложенную слюдяными сланцами и гнейсами, и вышебезенгийскую, состоящую из чередующихся пачек слюдяных и амфиболовых сланцев (Снежко, 1968).

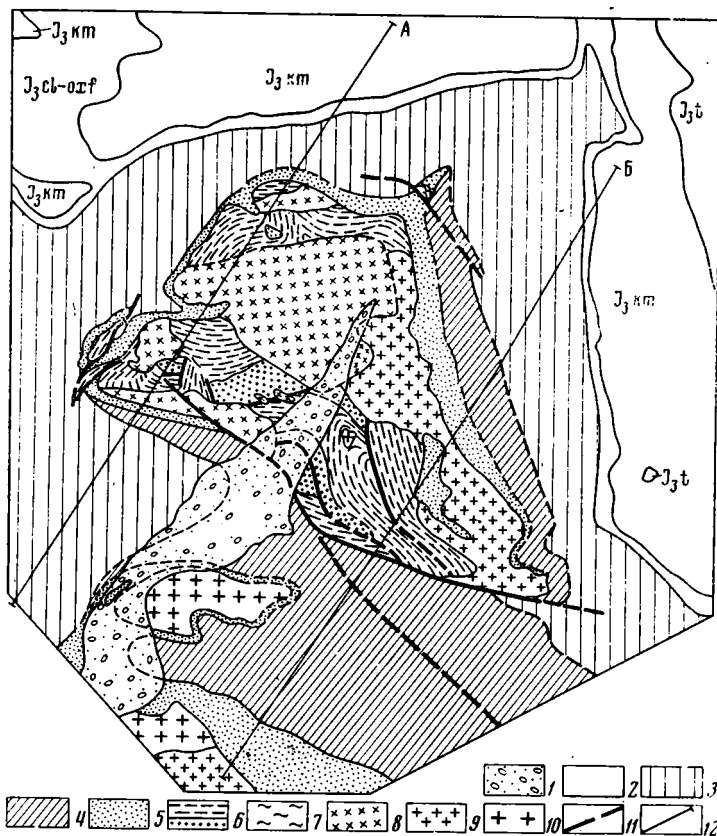


Рис. 1. Геологическая карта Зылгинского массива

1 — четвертичные аллювиальные отложения р. Черек Балкарский; 2 — верхнеюрский отдел; 3 — байосский ярус; 4 — тоарский и ааленский ярусы; 5 — средний лейас; 6 — кварцево-сланцевые и кварцитовые сланцы нижнебезенгийской подсветы; 7 — амфиболовые и кварцево-сланцевые сланцы верхнебезенгийской подсветы; 8 — мусковитовые и двуслюдяные граниты; 9 — биотитовые граниты; 10 — биотитовые граниты порфиробластовые; 11 — разрывы; 12 — линии геологических профилей

В восточной части Центрального Кавказа кристаллические породы, вскрывающиеся в осевой части зоны Главного хребта, по периферии перекрываются более молодыми, главным образом, лейасовыми отложениями. На северном склоне поднятия, соответствующее этой зоне, кристаллические породы, вскрываются, кроме того, в виде отдельных изолированных массивов среди полей юрских пород. Одним из них является Зылгинский массив, расположенный в долине р. Черек Балкарский, непосредственно севернее пос. Верхняя Балкария (Куспарты).

Зылгинский массив кристаллических пород при сравнительно небольших размерах выгодно отличается тем, что в его пределах удалось расчленить кристаллические сланцы на три толщи, что позволяет получить обоснованные выводы о морфологии тектонических дислокаций древних толщ массива. Кроме того, это дает возможность выяснить соотношение слоистости и сланцеватости в этих толщах. Изучение стратиграфии и тектоники юрских отложений, окружающих Зылгинский массив, позволяет установить характер его альпийской структуры и выявить соотношение между дислокациями кристаллического фундамента и альпийского чехла.

Строение этого массива исследовал первоначально И. Г. Кузнецов (1924), а затем О. А. Рудин. Мы имели возможность детально изучить

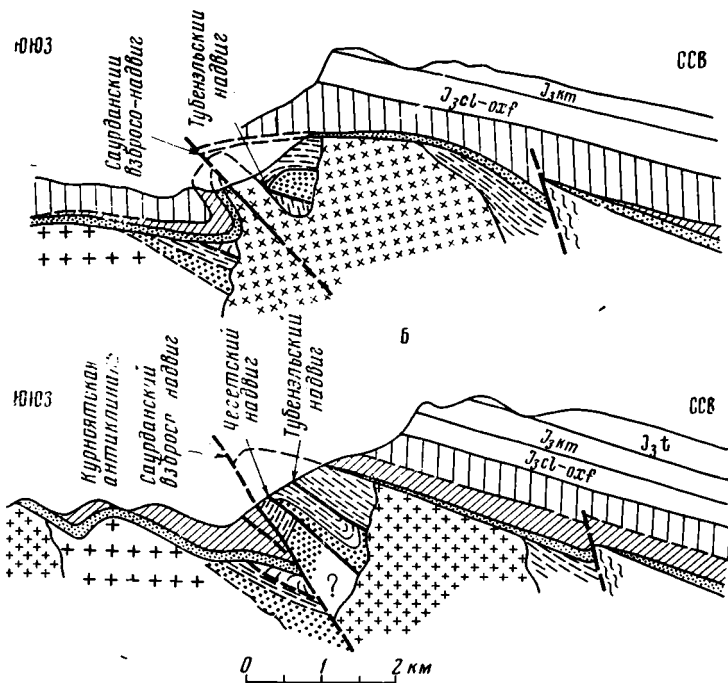


Рис. 2. Геологические профили по р. Черек Балкарский (горизонтальный и вертикальный масштабы равны).
Условные обозначения см. на рис. 1

тектонику этого массива; одновременно стратиграфией ниже-среднеюрских отложений в этом районе занимался Д. И. Панов. Нами была составлена геологическая карта массива (рис. 1) и два геологических профиля¹ к ней (рис. 2).

СТРОЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ЯДРА ЗЫЛГИНСКОГО МАССИВА

Ядро массива слагается кристаллическими сланцами и прорывающими их гранитами. Оказалось возможным расчленить кристаллические сланцы по составу на три толщи: нижнюю толщу кварцитовых сланцев, среднюю кварцево-биотитовых сланцев, и, вероятно, верхнюю толщу, состоящую из чередующихся слюдяных и амфиболовых сланцев.

Нижняя толща (подошва ее не вскрыта) слагается светло-серыми и розовато-серыми плитчатыми и тонкоплитчатыми кварцитами и кварцитовыми сланцами. Почти чистые кварциты чередуются с тонкими прослоями кварцитов, обогащенными в разной степени слюдяным материалом; последний образует также «присыпки» на плоскостях сланцеватости кварцитовых сланцев. Видимая мощность кварцитов и кварцитовых сланцев не превышает 300—350 м.

Выше по разрезу среди них появляются прослои темно-серых, буроватых кварцево-биотитовых, кварцево-двусланцевых сланцев, число которых вверх по разрезу быстро возрастает. На протяжении 5—10 м кварцитовые сланцы совсем исчезают из разреза. По этой переходной пачке можно проводить границу между толщами кварцитовых сланцев и располагающихся стратиграфически выше кварцево-сланцевых сланцев.

¹ Эти профили представляют собой проекцию левого (А) и правого (Б) бортов долины р. Черек Балкарский на вертикальные плоскости, проходящие по линиям А и Б на карте.

В составе последних, кроме кварца, существенную роль играет биотит, меньшую — мусковит, серицит, хлорит. Изредка среди этих сланцев встречаются маломощные прослои мелкозернистых биотитовых гнейсов. Мощность толщи 500—1000 м.

С небольшим угловым несогласием кварцево-сланцевые сланцы перекрываются отложениями лейаса. Аналогичную последовательность пород отмечал здесь И. Г. Кузнецов (1924).

Кроме того, в самой северной части Зылгинского массива, по берегам р. Черек Балкарский вскрываются на небольшой площади амфиболовые темно-зеленые сланцы с подчиненными кварцево-биотитовыми сланцами. От основного поля кристаллических пород Зылгинского массива они отделены разломом.

Ознакомление с разрезом кристаллических пород, развитых в зоне Главного хребта в бассейнах рек Черек Безенгийский и Чегем, показывает, что кварцево-биотитовые сланцы и гнейсы Зылгинского массива по своему составу и внешнему облику совершенно аналогичны сланцам нижнебезенгийской подсвиты, а чередующиеся слюдяные и амфиболовые сланцы не отличимы от соответствующих пород верхнебезенгийской подсвиты. Это позволяет предполагать, что толща слюдяных и амфиболовых сланцев в изученном районе располагается стратиграфически выше кварцево-биотитовых сланцев. Аналоги нижней толщи кварцитовых сланцев и кварцитов на р. Черке Безенгийском и Чегеме не известны.

Текстура сланцев нижнебезенгийской подсвиты Зылгинского массива, по сообщению О. А. Рудина, лепидогранобластовая, но на некоторых участках обнаружены реликтовые blastopсаммитовые и blastopсефитовые текстуры. Это позволяет считать указанные породы парасланцами. Вероятно, кварциты и кварцитовые сланцы образовались в результате метаморфизма песчаников и гравелитов, а кварцево-сланцевые сланцы — песчано-глинистых пород. Переход от кварцитовых сланцев к кварцево-сланцевым выражен частым чередованием в переходной зоне пластов сланцев этих двух типов с постепенным вытеснением одних другими. Это указывает на первичный характер изменения состава сланцев по разрезу. Поэтому разделы между пластами сланцев разного состава можно рассматривать как поверхности слоистости. Амфиболовые сланцы возникли, по мнению В. М. Андреева и Е. Л. Москалева, по глинисто-карбонатным породам.

Отметим, что сланцеватость повсеместно ориентирована параллельно слоистости сланцев всех перечисленных типов. К такому же выводу о соотношении слоистости и сланцеватости в древних толщах Центрального Кавказа пришли другие исследователи (Демин, 1960; Кизевальтер, 1960).

Тектоника кристаллических сланцев довольно сложная (см. рис. 1, 2). В целом они образуют две тектонические чешуи, разделенные двумя полого наклоненными в северном направлении чешуйчатыми надвигами (Тубенэльским и Чегетским), по которым происходило перемещение материала с севера на юг.

На левом борту долины Черка Балкарского эти дислокации древних толщ наблюдаются между двумя массивами лейкократовых гранитов, которые, вероятно, представляют собой апофизы одной интрузии (см. рис. 1, 2А). Здесь виден Тубенэльский надвиг, плоскость которого наклонена в северо-северо-восточном направлении приблизительно на 20° . Висячем крыле обнажаются кварцитовые (внизу) и кварцево-сланцевые (вверху), сланцы. Они образуют небольшой, слегка асимметричный антиклинальный изгиб с более крутым южным и пологим северным крыльями. Этот изгиб можно рассматривать как замок Темукаевской антиклинали. Пласты кварцитовых и кварцево-сланцевых сланцев северного крыла этой антиклинали наклонены на этом участке в северном направлении приблизительно на 20° , т. е. параллельно плоскости Тубенэль-

ского надвига. Продолжение северного крыла антиклинали можно видеть севернее упомянутой интрузии лейкократовых гранитов, где кварцево-сланцевые сланцы падают на север круче, под углами в 30—50° и больше.

Южное крыло Темукаевской антиклинали можно наблюдать на левом борту долины Черка Балкарского в лежачем крыле Тубенэльского надвига (см. рис. 2А). Оно складывается кварцево-сланцевыми сланцами, падения которых близко к вертикальному, при субширотном простирании. Более полно строение этого крыла антиклинали видно на правом борту долины Черка (см. рис. 1, 2Б). Здесь висячем крыле Тубенэльского надвига обнажаются кварцево-сланцевые сланцы, наклоненные в север-северо-восточном направлении на 30° (так же ориентирована здесь и плоскость надвига). Эти сланцы образуют северное крыло Темукаевской антиклинали. Большая его часть уничтожена интрузией крупнозернистых биотитовых гранитов. В лежачем крыле надвига видно южное крыло этой антиклинали, сложенное залегающими почти вертикально кварцитовыми и кварцево-сланцевыми сланцами, имеющими простирание, близкое к широтному.

Южнее расположен Чегетский надвиг (см. рис. 2Б). Висячем крыле надвига обнажаются кварцитовые (внизу) и кварцево-сланцевые (вверху) сланцы, наклоненные на север, как и плоскость самого надвига, под углом 40—50°. Эти сланцы образуют северное крыло Алапаевской антиклинали. В лежачем крыле Чегетского надвига обнажаются кварцитовые и кварцево-сланцевые сланцы, падающие на юг под углом 60—70°. Они соответствуют южному крылу Алапаевской антиклинали.

Для перечисленных выше надвигов характерно то, что их ориентировка близка или совпадает с ориентировкой слоистости кристаллических сланцев висячих крыльев. Это позволяет считать, что формирование этих надвигов было связано с перемещениями материала нарушенных толщ в направлении, параллельном слоистости, и дает основания включать эти надвиги в одну группу с аналогичными по морфологии надвигами, описанными в других районах Центрального Кавказа (Шевченко, 1962, 1969; Шевченко, Мирчинк, 1968).

Обнажающиеся в пределах Зылгинского массива небольшие тела гранитов по составу разделяются на две группы. На правом борту долины Черка Балкарского обнажаются серые крупнозернистые биотитовые микроклинизированные граниты или гранодиориты. Светло-серые мелко-среднезернистые, главным образом мусковитовые и двуслюдяные граниты распространены преимущественно на левом борту долины. Эти граниты включаются в комплекс «гранитоидов Главного хребта»; время формирования их определяется как поздний палеозой (Афанасьев и др., 1968; Демин, 1960). Лейкократовые граниты сформировались несколько позже по сравнению с биотитовыми.

Граниты обоих типов секут надвиговые чешуи, слагаемые кристаллическими сланцами, но сами заметного смещения при этом не испытывают.

АЛЬПИЙСКАЯ СТРУКТУРА ЗЫЛГИНСКОГО МАССИВА

На древние кристаллические породы трансгрессивно налегают нижнеюрские отложения. Угловое несогласие между кристаллическими сланцами и лейасом незначительное (см. рис. 2).

Нижне-среднеюрские отложения, облекающие Зылгинский массив, изучали Н. В. Безносков и В. П. Казакова (1959), Ю. Г. Леонов (1967^{1, 2}) и позднее Д. И. Панов.

Почти повсеместно разрез мезозоя начинается среднелейасовыми массивными и грубослоистыми песчаниками и гравелитами с базальными конгломератами в основании. Мощность их достигает 100—150 м. На правом и частично на левом борту долины Черка Балкарского на

них трансгрессивно, с разрывом в основании налегают чередующиеся песчаники, часто тонкослоистые, алевролиты и аргиллиты среднего тоара — аалена, мощностью до 270—330 м. Следующие выше аргиллиты байоса с покровами порфиринов, кератофинов и их туфов перекрывают тоар-ааленские отложения с разрывом и местами (особенно на левом берегу Череха) трансгрессивно налегают непосредственно на средний лейас. Мощность байосских отложений достигает 600—800 м. Выше с небольшим угловым несогласием следуют карбонатные верхнеюрские породы Скалистого хребта.

Ниже-среднеюрские отложения образуют на левом борту долины Череха Балкарского асимметричную антиклинальную складку, в ядре которой вскрываются описанные выше кристаллические сланцы и граниты (см. рис. 1, 2А). Эта антиклиналь обладает относительно пологим (угол 20—45°) северным и опрокинутым (наклон около 60° в северном направлении) южным крылом. Южное крыло антиклинали рассечено Саурданским взбросо-надвигом небольшой амплитуды, плоскость которого наклонена на север. Северное крыло антиклинали нарушено крутым разрывом. В направлении на запад шарнир антиклинали быстро погружается и кристаллические породы уходят под юрские отложения (см. рис. 1). Периклинальное замыкание антиклинали осложнено небольшими разрывами. Таким образом, Зылгинский массив на данном участке представляет собой опрокинутую на юг антиклиналь. К югу от нее располагается сопряженная с ней асимметричная синклиналь с опрокинутым северным и пологим южным крылом (см. рис. 2А).

Восточнее, на правом борту долины Череха Балкарского этот массив построен несколько иначе (см. рис. 2Б). Амплитуда Саурданского взбросо-надвига здесь возрастает, и южное крыло антиклинали оказывается срезанным. Кристаллические сланцы и граниты ядра надвинуты на тоар-ааленские и байосские отложения, которые полого падают на север. От антиклинали остается только часть свода и северное крыло, наклоненное в северном направлении под углом 15—20°.

В залегании верхнеюрских карбонатных отложений Скалистого хребта какие-либо дислокации, связанные с формированием Зылгинского массива, отсутствуют. Породы этого возраста моноклинально наклонены на север-северо-восток под углом 12—15° (см. рис. 2).

В 1—1,5 км южнее массива на правом берегу Череха вырисовывается еще одна небольшая, опрокинутая на юг антиклинальная складка, которую можно назвать Курнойтской (см. рис. 2Б). В ядре вскрываются крупнозернистые крупнопорфиробластовые микроклизизированные биотитовые граниты. На них с базальным конгломератом в основании залегают среднелейасовые песчаники и гравелиты. На левом берегу Череха эта антиклиналь практически не выражена (см. рис. 2А).

Морфология Зылгинского массива и Курнойтской антиклинали, их опрокидывание на юг, а также ориентировка Саурданского разрыва свидетельствуют о том, что эти дислокации связаны с надвижением материала древних толщ с севера на юг. Однако Тубензельский и Чететский надвиги, по которым такое же перемещение происходило до позднего палеозоя, в начале юры перестали функционировать, и надвигание осуществлялось по вновь возникшему на южном крыле Зылгинской антиклинали Саурданскому разрыву.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ ЗЫЛГИНСКОГО МАССИВА

Полученные нами данные позволяют восстановить основные моменты истории развития структуры массива. Сделать это можно с разной степенью детальности для разных отрезков времени.

В конце протерозоя на описываемой территории накопились песчаные и песчано-глинистые осадки, обогащенные в верхней части карбонатным

материалом. В результате последующего досреднепалеозойского регионального метаморфизма они превратились в кристаллические сланцы (Баранов, Чернов, 1965). Одновременно или позже (пока установить невозможно), но до внедрения позднепалеозойских гранитов сформировалась чешуйчато-складчатая структура кристаллических сланцев. Можно предполагать, что первоначально возникли асимметричные, наклоненные на юг Темукаевская и Алапаевская антиклинали, которые затем

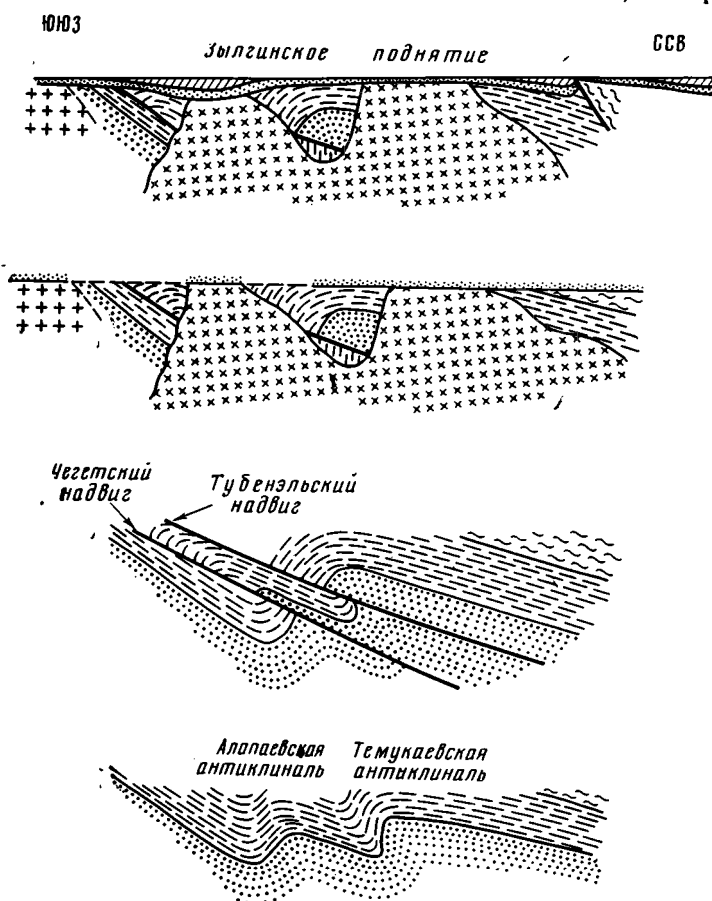


Рис. 3. Этапы формирования структуры Зылгинского массива.
Условные обозначения см. на рис. 1

были осложнены пологими надвигами (рис. 3). Перемещение пластин кристаллических сланцев происходило с севера на юг.

В конце палеозоя внедрились небольшие тела гранитоидов, поглотивших часть существовавшей к этому времени структуры.

В течение ранней — средней юры на месте Темукаевской и Алапаевской антиклинальных складок сформировалась более крупная асимметричная Зылгинская антиклиналь; вдоль ее южного крыла прошел Саурданский взбросо-надвиг, по которому осуществилось перемещение с севера на юг. По аналогии с этим нарушением мы предполагаем, что крутой разрыв, проходящий вдоль северного крыла Зылгинского массива и ориентированный приблизительно параллельно элиптичности амфиболовых и биотитовых сланцев в поднятом крыле, также образовался в ходе этого надвигания с севера на юг.

Формирование Зылгинского массива было процессом длительным. Если на северном и южном крыльях массива среднелейасовые отложе-

нич имеют мощность 100—150 м, то в сводовой части их мощность уменьшается до 10—20 м на левом борту долины Черека (см. рис. 2, 3), а на правом борту долины они местами вообще выпадают из разреза, и на кристаллические породы налегают тоарские отложения. Тоар-ааленские отложения, в свою очередь, имеют большую, до 200—300 м мощность севернее и южнее массива, но на его своде (левый борт долины Черека) они выпадают из разреза и байосские породы налегают на среднелейасовые.

Байосские отложения залегают на более древних юрских без видимого углового несогласия и дислоцированы совместно с ними. И только верхняя юра перекрывает более древние отложения с угловым несогласием и залегают моноклинально. Это позволяет считать, что формирование массива завершилось только в предпозднеюрское время. Небольшое самостоятельное поднятие существовало примерно в позднем-среднем лейасе на северном крыле массива, в связи с восходящими движениями северного крыла нарушающего его разрыва (см. рис. 2, 3). Здесь на очень коротком расстоянии выклиниваются среднелейасовые отложения и на кристаллические породы налегают байосские аргиллиты.

Вероятно, приблизительно в это же время сформировалась Курноятская асимметричная антиклиналь.

ВЫВОДЫ

1. В изученном районе протерозойские сланцы Зылгинского массива образуют две открытые асимметричные антиклинальные и сопряженные с ними синклиналильные складки. Северные пологие крылья и замки антиклиналей надвинуты на их южные более крутые крылья по разрывам, которые наклонены в северном направлении.

Закономерное сочетание надвигов с нарушаемыми складками, а также значительная асимметрия этих складок, выражающаяся в наклоне или опрокидывании на юг, позволяют предполагать, что и складки, и надвиги являются следствием одних и тех же тектонических напряжений, возникли в одной и той же динамической обстановке. Формирование этих дислокаций осуществлялось в допозднепалеозойское время.

2. В течение ранней — средней юры породы фундамента изученной территории продолжали деформироваться, вероятно, под действием аналогично ориентированных тектонических напряжений, о чем свидетельствует морфологическое сходство допозднепалеозойских и предпозднеюрских дислокаций. В результате сформировались асимметричные, наклоненные или даже опрокинутые на юг Курноятская и Зылгинская антиклинали. Замок и северное крыло последней надвинуты на ее южное крыло. Эти деформации пород фундамента выявляются по нарушениям ниже-среднеюрских пород, налегающих на фундамент.

3. Деформации собственно ниже-среднеюрских пород являются пассивными, отраженными. Они определяются деформациями фундамента и в кинематическом отношении принципиально отличаются от последних.

Литература

- Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Азизбеков Ш. А. и др. Закономерности развития магматизма складчатых областей. Изд-во «Наука», 1968.
- Баранов Г. И., Чернов И. И. Новые данные о строении Главного хребта Центрального Кавказа. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1965.
- Безносков Н. В., Казакова В. П. О возрасте вулканогенной толщи Балкарни. Сов. геология, № 6, 1959.
- Варданянц Л. А. Тектоническое строение горной Осетии и ее отношение к Центральному Кавказу. Зап. Всес. минералог. о-ва, сер 2, ч. 62, вып. 1, 1933.
- Демин А. М. Этапы формирования гранитоидов Главного хребта Большого Кавказа в бассейне р. Теберды. Изв. Вышш. учебн. завед. Геол. и разведка, № 9, 1960.

- Заборовская Н. Б., Марков М. С. О мелких дислокациях в метаморфических толщах и их соотношении с крупными структурами. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 93, 1963.
- Кизевальтер Д. С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа. В сб. «Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа», Ставропольское книжное изд-во, 1960.
- Кузнецов И. Г. Краткий геологический очерк Балкарии. Изв. Геол. ком-та, т. 43, № 9, 1924.
- Леонов Ю. Г. Тектоника ниже-среднеюрских отложений восточной части Центрального Кавказа. Геотектоника, № 3, 1967₁.
- Леонов Ю. Г. Нижнеюрские и ааленские отложения восточной части Центрального Кавказа. Сов. геология, № 8, 1967₂.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, Сер. геол., вып. 5, 1962.
- Синицын Н. М. О тектонике докембрия. Вестник Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр., № 6, вып. 1, 1956.
- Снежко Е. А. Докембрий. Зона Главного хребта. Общие замечания по докембрию Северного Кавказа. В кн. «Геология СССР», т. 9, ч. 1, Изд-во «Недра», 1968.
- Шевченко В. И. Тектонические дислокации на территории Осетии и механизм их формирования. В сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд-во АН СССР, 1962.
- Шевченко В. И. Казбекское пересечение Центрального Кавказа (новые данные и их возможная интерпретация). Геотектоника, № 1, 1969.
- Шевченко В. И., Мирчинк И. М. Штавлерский покров на территории Верхней Сванетии (Центральный Кавказ). Докл. АН СССР, т. 181, № 2, 1968.
- Эз В. В. О роли изоклинальной складчатости в структуре Беломорид. Геотектоника, № 3, 1967.

Институт физики Земли
АН СССР

Статья поступила
16 июня 1969 г.

УДК 551.243.1 (477.6)

А. К. МИХАЛЕВ

**К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ ПОПЕРЕЧНЫХ СБРОСОВ
В СРЕДИННЫХ РАЙОНАХ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА**

Дается характеристика поперечных сбросов, развитых в отложениях продуктивного карбона в зоне Ровенецкого поднятия и в смежных районах Донбасса. Учитывая локализацию сбросов в синклиналичных структурах, увеличение амплитуды сбросов в преобладающем большинстве случаев сверху вниз, резкое изменение мощности и состава осадков в зонах большинства сбросов, можно сделать вывод о блоковой природе дизъюнктивов, имеющих корни в кристаллическом фундаменте и развивавшихся конседиментационно наряду с заложением главных пликативных форм бассейна.

Поперечные разрывы каменноугольных отложений в Боково-Хрустальском и Должанско-Ровенецком районах Донецкого бассейна неоднократно привлекали внимание исследователей (Попов 1933; Савельев 1953; Михалев 1967). В 1968 г. была опубликована работа о нарушениях подобного типа в Чистяково-Снежнянской синклинали (Филиппов,

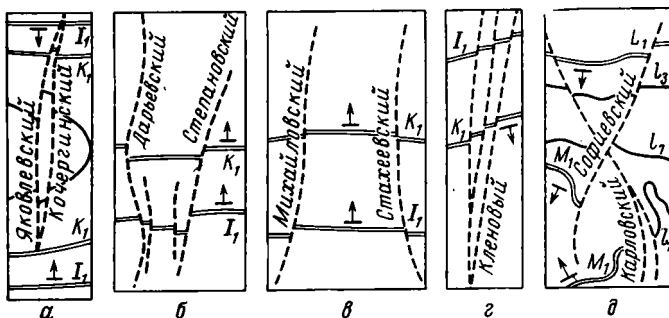


Рис. 1. Системы поперечных сбросов в Донецком бассейне:
а — сомкнутый грабен; б — простой грабен; в — горст; г — ступенчатый (веерный) сброс; д — пересекающиеся сбросы

Шойхед, 1968). Сбросы расположены в Главной и Южной синклиналиях в зоне поперечного Ровенецкого поднятия и подчиняются следующим закономерностям:

1. Распространение сбросов контролируется синклиналичными структурами; на своды антиклиналей разрывы подобного типа не распространяются (рис. 1, а). 2. Большинство сбросов Главной синклинали образуют с осевой линией этой структуры угол 65—70°. 3. Сбросы располагаются, как правило, группами, образуя грабен (рис. 1, а, б) или ступенчатый сброс (г), редко горст (в) или систему пересекающихся сбросов (д).

Угол падения плоскостей сместителей сбросов варьирует в пределах 70—90°. Амплитуда сбросов относительно невелика: максимальные ее значения не превышают 150 м, чаще составляют несколько десятков метров. Максимум амплитуды не имеет непосредственной связи с осевой линией синклинали (рис. 2, б).

В Чистяково-Снежнянской синклинали, по данным Д. П. Филиппова, амплитуда сбросов образует два максимума, расположенных в средних частях крыльев синклинали и разделяемых зоной относительного минимума в осевой ее части (рис. 3, б).

Первые суждения о механизме образования поперечных сбросов зоны Ровенецкого поднятия высказал В. С. Попов. По его мнению, в процессе

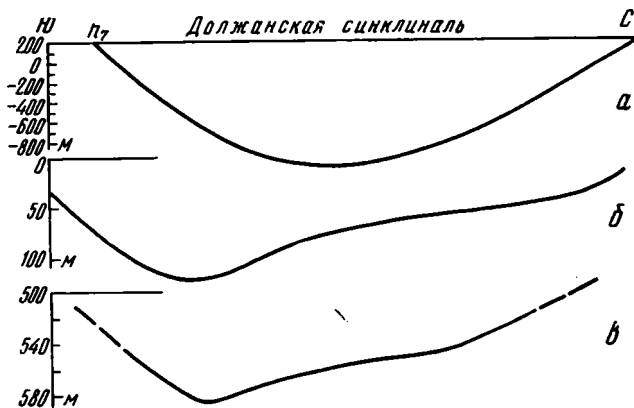


Рис. 2. Изменение амплитуды Дарьевского сброса и мощности отложений свиты C_2^3 :
 а — гипсометрический разрез пласта h_7 ; б — изменение амплитуды;
 в — изменение мощности интервала $h - I_1$

складкообразования верхние слои в пределах полосы, заключенной между двумя сбросами «...оказались заблокированными. Нижележащие же слои, а также продолжение заблокированных слоев направо и налево от заблокированного участка продолжали процесс параллельного складкообразования» (1933, стр. 40). Иными словами, участок между сбросами

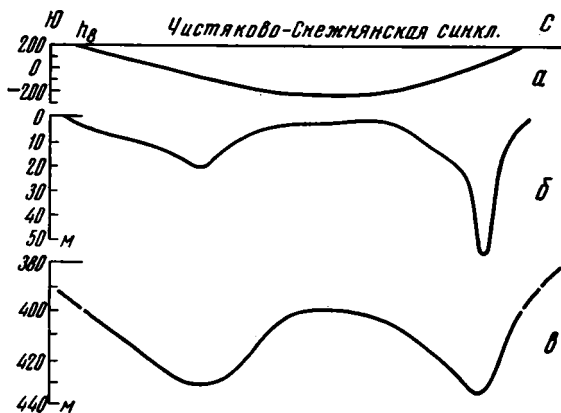


Рис. 3. Изменение амплитуды 1-го Западного сброса (по Д. П. Филиппову и М. А. Шойхеду) и мощности отложений свиты C_2^3 :
 а — гипсометрический разрез пласта h_8 ; б — изменение амплитуды;
 в — изменение мощности интервала $h - I_1$

как бы скальвался из системы сминаемых в складу слоев и несколько отставал от соседних участков по интенсивности образуемой складки; в результате этого между сбросами образовался горст. Позже В. С. Попов (1963) повторил эту мысль, истолковав причину образования сбросов как «чередование то более, то менее сжатых сегментов синклинали». Согласно этой точке зрения, амплитуда сбросов должна уменьшаться с

глубиной до полного затухания. Однако конкретных фактов подобного затухания В. С. Попов не приводит. Отметим, что из приведенных выше систем сбросов в некоторой степени объясняется только горст (рис. 1, в), причем эта система встречается исключительно редко.

А. А. Савельев связывает природу поперечных сбросов с Ровенецким поперечным поднятием. Автор полагает, «... что вдоль зоны (зона Ровенецкого поднятия — А. М.) существовали напряжения, стремившиеся как бы надломить складчатую систему Донбасса поперек ее простираения» (1953, стр. 298).

С этой точки зрения группировка сбросов по форме их распространения может быть различной, но сбросы должны быть сосредоточены в антиклинальных структурах, имевших больший радиус сферы при поперечном изгибании по сравнению с синклиналями и поэтому, несомненно, в большей степени подверженных возможности «надлома». В действительности сбросы развиты только в синклинальных складках.

Д. П. Филиппов и М. А. Шойхед, поддерживая А. А. Савельева, пишут: «По всей вероятности, в процессе воздымания этой зоны вдоль оси Чистяково-Снежаньской синклинали возникли растягивающие напряжения..., т. е. горизонтально действующие силы, которые и привели вначале к образованию трещины отрыва, а затем и сбросов» (1968, стр. 90). Согласно изложенному, амплитуда сбросов должна уменьшаться с глубиной до полного затухания. Авторы и делают вывод, что с глубиной сбросы затухают, ограничиваясь отложениями свиты S_2^3 . Однако этот вывод находится в противоречии с обширным фактическим материалом, приводимым авторами в работе: из 15 пар точек, где имеются замеры амплитуды сбросов по вертикали, лишь в 2 эта величина уменьшается с глубиной, в остальных же 13 она увеличивается.

На увеличение амплитуды значительного числа сбросов с глубиной указывают некоторые достоверные данные по Главной синклинали (в точках замера, расположенных по вертикали, а не по падению пластов). Представленный на рис. 2 Дарьевский сброс также увеличивает свою амплитуду с глубиной (от 90 м по пласту h_{11} до 100—110 м по пласту h_8 в пределах поля шахты им. Дзержинского).

Таким образом, факты локализации сбросов в пределах синклинальных структур (рис. 4), увеличения их амплитуды с глубиной делают неприемлемыми рассмотренные объяснения их природы.

В последнее время была отмечена важная особенность строения осадочных толщ, связанная с поперечными сбросами: в зонах многих разрывов происходят резкие, скачкообразные изменения мощности комплексов пород и отдельных слоев, литологического состава осадков и их угленосности (Михалев, 1967). Это свидетельствует о раннем заложении сбросов в осадочной толще, относящемся к периоду седиментации. С этими же процессами — конседиментационным ростом сбросов — наиболее реально связывается и факт изменения амплитуды разрывов по вертикали, ибо в условиях Ровенецкого поднятия это изменение влечет за собой изменение мощности осадков, которое возможно либо в результате конседиментационных процессов, либо за счет разной плотности пород по обе стороны сброса, чего в действительности не наблюдается.

Все перечисленные выше особенности морфологии поперечных сбросов объясняются, по нашему мнению, блоковыми тектоническими подвижками кристаллического фундамента, приводящими к разрыву пород осадочного комплекса. (Впервые мысль о подобной природе сбросов Ровенецкого поднятия высказал А. З. Широков, 1959). Вертикальные движения блоков фундамента друг относительно друга, происходящие на фоне различно направленных горизонтальных сил в осадочном комплексе, могли явиться причиной образования разнообразных групп сбросов на рассматриваемой территории. Изменение амплитуды сбросов с глубиной как в сторону увеличения, так и в сторону уменьшения может

быть следствием различной интенсивности движения блоков по разделяющему их тектоническому шву в разные периоды седиментации. Не исключается возможность смены знака движения блоков один относительно другого в этот отрезок времени, так как рассматриваемые тектонические процессы происходили на фоне гармонических колебательных движений в бассейне (Жемчужников, 1960).

Пространственная же локализация сбросов в пределах синклиналирных структур вполне объяснима, по нашему мнению, с позиций конседиментационных тектонических движений в Донецком бассейне, причем



Рис. 4. Зональность дизъюнктивной тектоники в' срединных районах Донецкого бассейна

имеется в виду не только блоковая дизъюнктивная, но и пликтивная тектоника, заложившая основные складчатые формы бассейна (Шатский, 1937; Михалев, 1967). Породы, слагающие свод антиклинали, начальная фаза роста которой совпадает с периодом осадконакопления и обуславливается действием тангенциальных сжимающих напряжений, имели гораздо меньшую связь с фундаментом, чем породы донной части

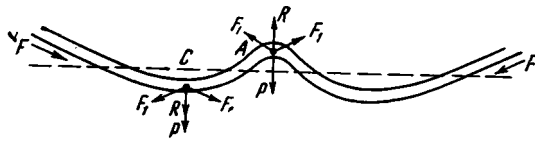


Рис. 5. Схема образования сброса в срединной части Донецкого бассейна.

C — синклинали; A — антиклиналь; F, F₁ — тангенциальные силы; R — равнодействующая тангенциальных сил; P — вес пород

синклинали, плотно прижатые к фундаменту. Поэтому относительно небольшие блоковые подвижки последнего не приводили к разрыву пород в антиклиналях.

Особенно отчетливо проявляется конседиментационность сбросов в согласованности максимумов амплитуд разрывов и относительных максимумов мощности отложений (см. рис. 2, 3). Последние как раз и фиксируют местоположение конседиментационных синклиналий. Характерно, что на участке небольшой конседиментационной антиклинали, разделяющей два максимума мощности осадков в пределах Чистяково-Снежнянской синклинали (см. рис. 3) и не получившей дальнейшего развития в постседиментационный период, амплитуда сбросов снижается почти до нуля.

Следует подчеркнуть, что такая четкая связь изменений амплитуды сброса и мощности осадков возможна лишь в случае горизонтальности линии нарастания сброса снизу (на рис. 5 показана пунктиром). При положении этой линии под углом к горизонту максимумы амплитуды сбросов не будут совпадать с максимумами мощности, что нередко от-

мечается по дизъюнктивам, развитым на северном крыле Главной синклинали.

В заключение отметим, что не каждому сбросу в карбоне должен соответствовать сброс в кристаллическом фундаменте. Это положение подтверждается группировкой сбросов в системы (см. рис. 1), каждой из которых отвечает, по-видимому, какой-то один шов между блоками фундамента. Закономерное отклонение простирации сбросов Ровенецкого поднятия от перпендикуляра к оси синклинали также, очевидно, связано с ориентировкой субмеридианальных тектонических швов фундамента.

Литература

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Жемчужников Ю. А. и др. Строения и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. Изд-во АН СССР, 1959—1960.
- Михалев А. К. О влиянии сбросов Ровенецкого поднятия Донбасса на формирование угленосных отложений. Доп. АН УРСР. Сер. Б, № 9, 1967.
- Михалев А. К. О детальном анализе мощностей каменноугольных отложений в Донецком бассейне. В кн. «Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование». Тезисы докладов, Харьков, 1967.
- Попов В. С. Некоторые детали механизма образования тектонических форм с приложением их к Донецкому бассейну. Горный ж., № 3, 1933.
- Попов В. С. Тектоника. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 1, Госгеолтехиздат, 1963.
- Савельев А. А. О поперечной зональности складчатых областей. «Геологический сборник», II (5), Тр. ВНИГРИ, 1953.
- Филиппов Д. П., Шойхед М. А. Некоторые особенности поперечных сбросов Чистяково-Снежнянской синклинали Донецкого бассейна. Геологический ж., № 1, 1968.
- Шатский Н. С. Происхождение Донецкого бассейна. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., т. 15, № 4, 1937.
- Шировков А. З. Формы складчатых и разрывных дислокаций Донбасса. Изв. Днепропетр. горн. ин-та, т. 35, 1959.

Днепропетровский горный институт

Статья поступила
27 сентября 1968 г.

УДК 551.243 (235.216)

Н. В. ЛУКИНА

О СТРУКТУРАХ ПОВЕРХНОСТИ ФУНДАМЕНТА ЮГО-ЗАПАДНОГО ГИССАРА

Структурные формы деформированной поверхности палеозойского фундамента западного Гиссара и его отрогов разделились на несколько типичных морфологических групп. Намечившееся морфологическое сходство структурных форм поверхности фундамента изученной открытой и прилегающей закрытой территории Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области позволяет ожидать, что выявленные в открытых районах зависимости будут справедливы и для закрытых пространств прилегающих нефтегазоносных провинций. А это, в свою очередь, повлияет на постановку и проведение геологоразведочных работ на нефть и газ.

Задачи нефтяной геологии регионов, в которых осадочные отложения представляют собой рыхлый «чехол», лежащий на жестком кристаллическом «фундаменте», все настойчивее требуют тщательного изучения деформаций поверхности последнего. Благодаря работам многочисленных исследователей (Алиев и др., 1963; Дебриков, 1958; Казимиров, Каледа, Бакун, Лукина, 1964; Быстрицкая, 1966; мн. др.) стало ясно, что деформации поверхности фундамента, происшедшие за время отложения пород чехла, определяют не только основные черты тектонического строения нефтегазоносных провинций, но также морфологию и закономерности расположения локальных складок. Поэтому изучение деформаций поверхности фундамента приобретает серьезный практический интерес, особенно для поисков нефтяных и газовых месторождений и оценки перспективности как крупных регионов в целом, так и отдельных локальных структур.

В связи с этим, в лаборатории математических и экспериментальных методов исследования в тектонике Геологического института АН СССР под руководством Д. А. Казиминова автор статьи в течение нескольких лет проводит работы по изучению деформаций поверхности палеозойского фундамента ряда районов Средней Азии. Одной из основных задач этих исследований является выделение типичных структурных форм деформированной поверхности палеозойского фундамента (соизмеримых по своим размерам с локальными складками мезокайнозойского чехла) и выяснение основных черт их пространственного расположения в зависимости от их простирания и вещественного состава пород, слагающих фундамент.

Участки детального изучения деформаций поверхности фундамента выбирали в открытых районах, где возможно непосредственное изучение его поверхности. Исследования проводили в основном на южных склонах западной части Гиссарского хребта и в его юго-западных отрогах (система Южного Тянь-Шаня). Участки располагались в областях преимущественного развития структурных форм одного простирания, стыка и скрещивания структурных форм двух или нескольких простираний: в областях с выдержанным и пестрым вещественным составом пород фундамента. Основное внимание при выборе участков было обращено на хорошую обнаженность контактов отложений чехла с палеозойскими

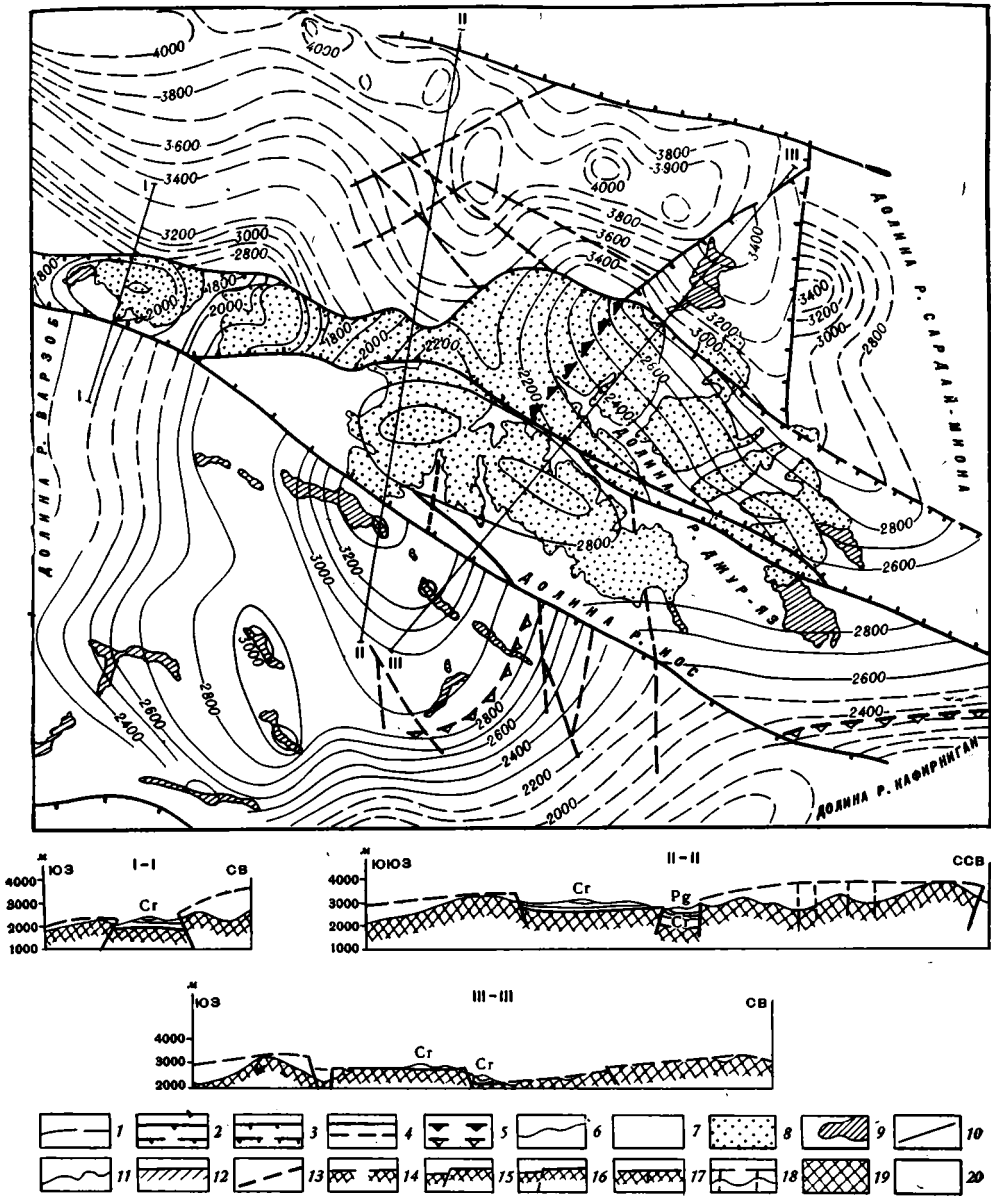


Рис. 1. Карта деформаций поверхности фундамента междуречья р. Варзоб и р. Кафиргиган (южный склон Гиссарского хребта)

1 — изолинии поверхности фундамента, достоверные и предполагаемые; 2—3 — тектонические разрывы, нарушающие поверхность фундамента: 2 — сбросы, достоверные и предполагаемые, 3 — взбросы и надвиги, достоверные и предполагаемые, берштрих направлен в сторону опущенного крыла; 4 — тектонические разрывы, не нарушающие поверхность фундамента, достоверные и предполагаемые; 5 — флексуобразные ступени и перегибы поверхности фундамента; 6 — геологические границы; 7 — выходы палеозойских пород; 8 — выходы мезозойских и кайнозойских пород; 9 — фрагменты предмезозойской поверхности выравнивания; 10 — линии профилей. На профилях: 11 — дневная поверхность; 12—14 — поверхность фундамента: 12 — достоверная, 13 — предполагаемая, уничтоженная эрозией, 14 — предполагаемая под чехлом мезо-кайнозойских отложений; 15—16 — тектонические разрывы, нарушающие поверхность фундамента: 15 — достоверные, 16 — предполагаемые; 17—18 — тектонические разрывы, не нарушающие поверхность фундамента: 17 — достоверные, 18 — предполагаемые; 19—20 — возраст пород: 19 — палеозойская группа, 20 — мезозойская и кайнозойская группа

породами и сохранность останцов предмезозойской поверхности выравнивания, что позволило непосредственно проследить поверхность фундамента и изучать ее деформации. Для каждого из исследованных участков были построены карты поверхности фундамента с сериями профилей (рис. 1), а наблюдавшиеся структурные формы деформированной поверхности фундамента зафиксированы в определенном масштабе.

В результате анализа и сравнения многообразные структуры поверхности фундамента разделились на несколько типичных морфологических групп (рис. 2): положительные и отрицательные формы, среди которых выделились изгибы, осложненные и неосложненные разрывами (как положительные, так и отрицательные); горсты и грабены (односторонние и двусторонние, симметричные и асимметричные) и т. д. Как видно из рис. 2, среди положительных и отрицательных форм четко выделяются две группы: 1) образованные преимущественно в результате изгиба поверхности фундамента и 2) возникшие в результате смещения поверхности палеозойского фундамента по разрывам. Причем и в том, и в другом случае один характер деформации может быть осложнен другим. Размеры форм, по-видимому, не влияют на их характерные черты, ибо наблюдается большое морфологическое сходство структурных форм поверхности фундамента разных порядков (первая и вторая графы рис. 2).

Сопоставление морфологии структурных форм деформированной поверхности фундамента открытых районов западного Гиссара и его юго-западных отрогов со структурными формами поверхности фундамента, установленными геофизикой и бурением на закрытой территории Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области (третья графа рис. 2) показало, что они также имеют много общих морфологических черт. Как правило, лишь амплитуда смещения по разрывам у структурных форм поверхности фундамента Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области несколько меньше, чем в открытых районах юго-западного Гиссара.

При анализе детально построенных карт выяснилось, что структуры поверхности фундамента, как правило, видоизменяются по простиранию. Например, узкий грабен с наклонным дном, ограниченный вертикальными разрывами, по простиранию может трансформироваться в грабен с положительно изогнутым дном, ограниченный надвигами (рис. 1, профили I—I и II—II); пологий изгиб поверхности фундамента может перейти в крутой и т. д.

Значительно большее изменение морфологии структурных форм поверхности фундамента происходит в результате изменения их простирания. Например, положительный изгиб поверхности фундамента субширотного простирания превращается на участке северо-восточного простирания в односторонний горст (структура Байсунтау в системе юго-западных отрогов Гиссара); вогнутый изгиб северо-западного простирания при изменении простирания на субширотное приобретает форму грабена (Фан-Ягнобская депрессия в Зеравшанском хребте) и т. д.

В ряде случаев изменение формы структур поверхности фундамента связано с изменением характера смещения по тектоническим разрывам (при изменении простирания). В самом деле, субширотный двусторонний симметричный грабен, описанный выше, при изменении простирания на северо-западное становится асимметричным, благодаря тому, что один из ограничивающих его разрывов превращается при изменении простирания из надвига в сброс (рис. 1, профили II—II и III—III). Характерно, что в пределах южного склона Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов каждому из простираний присущ свой характер смещения по тектоническим разрывам: разрывы северо-западного простирания в большинстве случаев представляют собой сбросы; субширотного и северо-восточного простираний — взбросы и надвиги. Поэтому при изменении простирания структурные формы поверхности фундамента, как пра-

			Южный склон западного Гиссара и его юго-западные отроги		Бухаро-Хивинская нефтегазоносная область	
			0 4 8 км	0 2 4 км	0 2 4 км	
Положительные	Изгибы	Изгибы неслож- нейшими разрывами	Симмет- ричные	1	15	40
		Асиммет- ричные	2 3 4	16 17	41 42	
	Изгибы осложненные разрывами		5 6	18 19	43 44	
	Горсты	Двусторон- ние	Симмет- ричные	7 8	20 21 22	45 46
Асиммет- ричные				23	47	
Односторон- ние			9 10 11	24 25	48 49 50 51	
Отрицательные	Изгибы	Изгибы неслож- нейшими разрывами		26 27	52	
		Двусторон- ние	Симмет- ричные	12 13	28 29 30 31	53 54
	Грабены	Асиммет- ричные		32 33 34 35 36		
		Односторон- ние		14 37 38 39		

Рис. 2. Типичные структурные формы деформированной поверхности фундамента

Номера структурных форм и районы их расположения. Южный склон западного Гиссара и его юго-западные отроги: 7, 15, 22, 23, 25, 26, 29, 31, 32, 33, 34, 35, 38 — район междуречья р. Варзоб и р. Иляк; 18, 20, 27, 28, 36, 37 — район междуречья р. Варзоб р. Лючь-Об; 2, 9, 10, 16, 21, 30, 39 — район верховьев долин рек Каратаг и Ширкенд-Дарья; 19 — район среднего течения р. Туполанг-Дарья; 3, 17, 24 — район среднего течения р. Кызыл-Дарья; 8 — Чакчар; 6 — Байсунтау; 1, 4, 11 — Сурхантау; 5 — Кугитангтау; 12, 13, 14 — район слияния рек Ягуб и Фан-Дарья. Бухаро-Хивинская нефтегазоносная область: 40 — Свердловская антиклиналь (Бережнов, 1963); 41 — Шумак (Голосков и Шафиева, 1964); 42 — Майджара; 43 — Ташлы (Алимухамедов); 44 — Сарыташ (Бережнов, 1962); 45 — Шуртепе (Жданов, 1964); 46 — Кызыл-Рабат (Синельников); 47 — Майманактау (Шафиева); 48 — Саталантепе (Корсаков, 1956); 49 — юго-восточная часть Газли (Зарипов, 1961); 50 — Джаркак-Сарыташ (Бережнов, 1962); 51 — Байбурак; 52 — Юлдузкак (Луини, 1961); 53—54 — Сев. Мубарек (Голосков, Жданов, 1963)

вило, не просто видоизменяются, а переходят из одной морфологической группы в другую.

Изменение морфологии структурных форм поверхности фундамента по простиранию или с изменением простирания часто происходит благодаря появлению шарнирных разрывов, у которых приподнятое крыло в точке шарнира переходит в опущенное и наоборот.

Характерные морфологические черты структурных форм поверхности фундамента в значительной мере определяются вещественным составом пород. Так, на участках выхода интрузивных пород, массивных известняков, мраморов и т. п. изгибы поверхности фундамента встречаются редко. К ним приурочены, в большинстве случаев, горсты. В областях распространения сланцевых толщ увеличивается роль изгибов.

При наметившемся морфологическом сходстве структурных форм поверхности фундамента открытых и закрытых территорий, о котором шла речь выше, можно ожидать, что выявленные в открытых районах зависимости морфологии структурных форм поверхности фундамента от простирания и вещественного состава слагающих его пород будут справедливы и для закрытых пространств прилежащих нефтегазоносных провинций. Тогда получат объяснение изменения морфологии складок осадочного чехла Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области, приуроченные к различным морфологическим группам структурных форм поверхности фундамента. А это, в свою очередь, повлияет на постановку и проведение геологоразведочных работ на нефть и газ.

Литература

- Алиев И. М. и др. Под редакцией Г. Х. Дикенштейна. Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. Гостоптехиздат, 1963.
- Быстрицкая П. М. Поверхность палеозоя и ее значение для поисково-разведочных работ на нефть и газ в Саратовском Поволжье. Автореферат канд. дис. Саратов, 1966.
- Войтович Е. Д. О некоторых особенностях тектонического строения кристаллического фундамента и нефтегазоносности терригенного девона южной части Татарии. Тр. Тат. нефт. н.-и. ин-та, вып. 10, Бугульма, 1967.
- Дербигов И. В. О связи тектоники фундамента и чехла. В кн. «Геология и нефтеносность Зап.-Сиб. низменности». Тр. ВНИГРИ, вып. 114, Гостоптехиздат, 1958.
- Казимиров Д. А., Каледа Г. А., Бакун Н. Н., Лукина Н. В. К вопросу о тектоническом строении и закономерностях расположения складок в отложениях мезозоя и кайнозоя. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня», Изд-во «Наука», 1964.
- Кравченко К. Н., Смирнов Л. Н. О пересечении различных структурных элементов в Тянь-Шане. Вестн. Моск. ун-та, сер. биол., почв. геологии, географии, № 1, 1957.
- Мишина А. В. Типы альпийских структурных форм во впадинах Центрального Тянь-Шаня. Вестн. Моск. ун-та, сер. «Геология», № 5, 1964.
- Резвой Д. П. «Антитяньшаньское» структурное направление в тектонике Средней Азии. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 9, 1965.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
15 ноября 1968 г.

УДК 551.243.6(574.4)

С. Г. САМЫГИН, В. Г. ТРЕТЬЯКОВ

О СООТНОШЕНИЯХ ЧИНГИЗСКОГО РАЗЛОМА С ФУНДАМЕНТОМ АЛАКОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ И ДЖУНГАРСКИМ РАЗЛОМОМ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Под мезозойско-кайнозойским чехлом межгорной Алакольской впадины Чингизский разлом, по геофизическим данным, отчетливо прослеживается в юго-восточном направлении почти до границы с КНР. Разлом диагонально рассекает разнородный палеозойский фундамент, смещая по ходу часовой стрелки границу между Чингиз-Тарбагатайским мегантиклинорием, Северо-Балхашской впадиной и северной частью Джунгарского мегантиклинория. Окончание Чингизского разлома с юго-запада кулисно подставляется Алакольским разломом, который на юге приближается к Джунгарскому шву, соединяя в одну зону правые сдвиги северо-западного простирания.

В результате геофизических исследований последних лет установлено, что в строении разнородного палеозойского фундамента Алакольской впадины существенную роль играют разломы, определяющие его блоковое строение. Наиболее отчетливо по комплексу геофизических данных в пределах впадины прослеживаются Чингизский разлом и субширотная система Тюлькулям-Нарынкольского — Сасыккольского разломов. Наряду с Джунгарским разломом они составляют своеобразный каркас палеозойских структур этой обширной закрытой территории.

Особый интерес представляют данные по Чингизскому разлому, имеющему важное значение в геологии Восточного Казахстана. Этот разлом имеет северо-западное простирание и представляет собой прямолинейный вертикальный тектонический шов, обнажающийся на расстоянии свыше 550 км и, как правило, хорошо выраженный в современном рельефе. В виде очень узкой полосы катаклазитов разлом рассекает все породы Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория (докембрий, нижний и средний палеозой) и Северо-Балхашской впадины (средний — верхний палеозой), приводя в соприкосновение разновозрастные образования. Несомненна его контролирующая роль в размещении различных продуктов магматической деятельности среднего — позднего палеозоя по всей приразломной зоне. Вдоль Чингизского разлома происходили, начиная с девонского времени, горизонтальные перемещения крыльев по ходу часовой стрелки (Суворов, Самыгин, 1966). Максимальная амплитуда сдвига, как установил С. Г. Самыгин (1970) на юго-западном склоне Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория, равна 100 км.

Юго-восточное продолжение Чингизского разлома перекрыто мезозойско-кайнозойским чехлом Алакольской впадины, через который линия нарушения кое-где на севере все же «просвечивает». Нанесенные на рисунках 1—4 результаты геофизических исследований дают наглядное представление об особенностях строения фундамента восточной части впадины. Чингизский разлом в пределах рассматриваемой площади отмечается отчетливой полосой высоких градиентов гравитационного и магнитного полей, границей распространения различных областей геоэлектрического поля, резким смещением по вертикали поверхности палеозойского фундамента.

По аэромагнитным данным, разлом хорошо фиксируется по смене характера поля (рис. 1). Область, располагающаяся к северо-востоку от разлома, характеризуется в общем высокоаномальным магнитным полем и резкими перепадами интенсивности (от -400 до $+1500$ гамм). Магнитное поле представлено несколько вытянутыми в плане аномалиями интенсивностью до $+1500$ гамм на фоне знакопеременного (в преде-

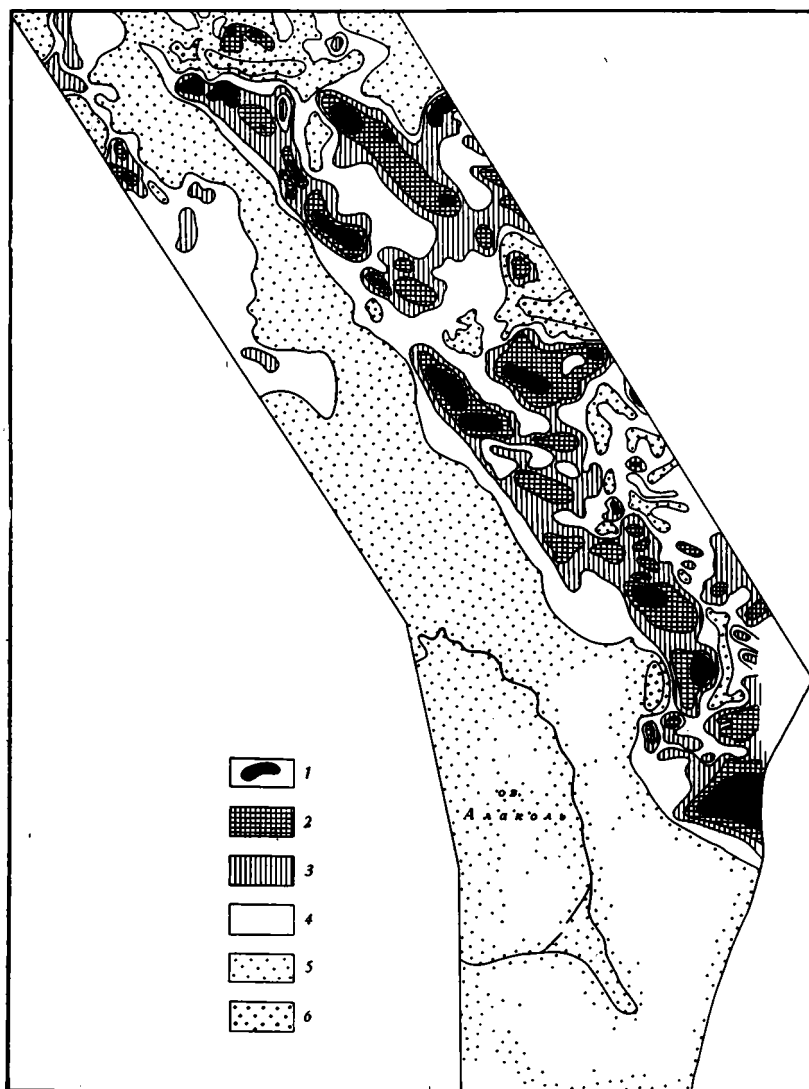


Рис. 1. Схема магнитного поля восточной части Алакольской впадины
1-6 — напряженность магнитного поля в гаммах: 1— ≥ 500 ; 2— $500-300$; 3— $300-200$;
4— $200-0$; 5—от 0 до -300 ; 6— ≤ -300

лах $\pm 300-400$ гамм) и слабо варьирующего отрицательного (интенсивностью до 700 гамм) полей. Сильно расчлененный характер возмущенного магнитного поля обусловлен присутствием разнообразных по магнитным свойствам пород, главным образом вулканогенных толщ различного состава и многочисленных интрузий гранитоидов. На самом севере Алакольской впадины в другом крыле Чингизского разлома выделяется область слабо варьирующего и слабо возмущенного магнитного поля,

которая представляет собой площадь, сложенную главным образом вулканогенными образованиями (Третьяков, 1960).

К юго-западу от линии Чингизского разлома на остальной территории Алакольской впадины находится область спокойного, преимущественно отрицательного, магнитного поля низкой интенсивности (от -100 до -300 гамм). Исключительно выдержанный характер магнитного поля в пределах этой части впадины и геологические данные по отдельным островным выходам палеозойских пород убедительно говорят о более или

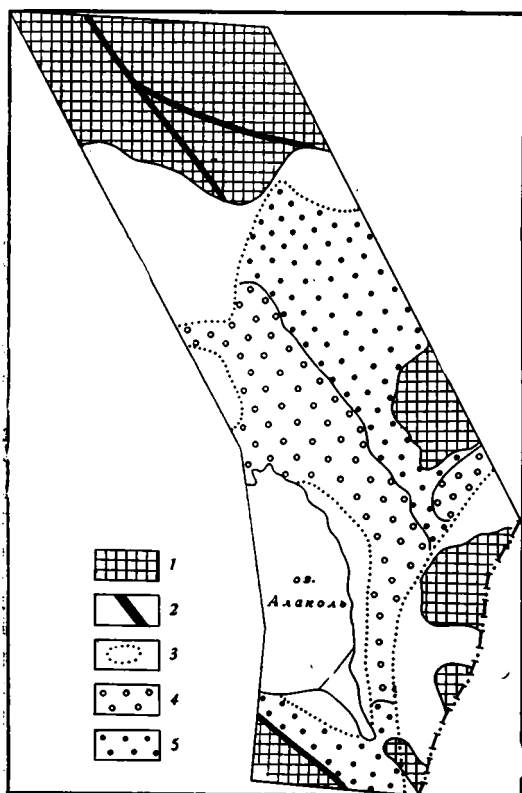


Рис. 2. Схематическая карта электропроводности пород фундамента восточной части Алакольской впадины

1 — выходы палеозойских образований; 2 — основные разломы складчатого обрамления впадины; 3 — контур площади, исследованной электроразведкой (ВЭЗ); 4 — удельные электрические сопротивления пород фундамента: 4—5—7 ом, 5—7—25 ом

менее однородном существенно терригенном составе фундамента впадины (Третьяков, 1967).

Зона Чингизского разлома отчетливо прослеживается в виде прямой линейной границы между областями высокоомных (к северо-востоку) и низкоомных (к юго-западу) пород опорного геоэлектрического горизонта (рис. 2). Область высоких удельных электрических сопротивлений совпадает с площадью развития неглубоко (200—500 м, по данным ВЭЗ) залегающих образований среднего-верхнего палеозоя, представленных вулканогенными и интрузивными породами. Область низкоомного опорного геоэлектрического горизонта обусловлена, по данным В. В. Гульничского, угленосными триас-юрскими отложениями. Вертикальное смещение блоков палеозойского фундамента Алакольской впадины, определяемое по залеганию кровли опорного геоэлектрического горизонта, вдоль линии разлома достигает 400 м (опущено юго-западное крыло, рис. 3).

Проведенный анализ геофизических материалов и имеющиеся геологические данные позволяют, на наш взгляд, внести определенную ясность в вопрос о взаимоотношениях погребенных структур региона. Чингизский разлом на юго-востоке четко трассируется на расстоянии 140 км вплоть до юго-западных подножий гор Арасантау. Он косо пере-

секает восточное окончание Северо-Балхашской впадины, которая сложена средне- и верхнепалеозойскими вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями, прорванными интрузиями кислого и среднего состава (рис. 4, 5). Характерны мощные серии существенно вулканогенных пород, накопившихся в континентальных условиях с конца раннего карбона в течение всего позднего палеозоя. Они образуют весьма полные мулды, осложненные разло ориентированными разрывами. Севернее и северо-восточнее обнажаются сильно дислоцированные (преобладают северо-западные простирания) отложения нижнего и среднего палеозоя Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория.

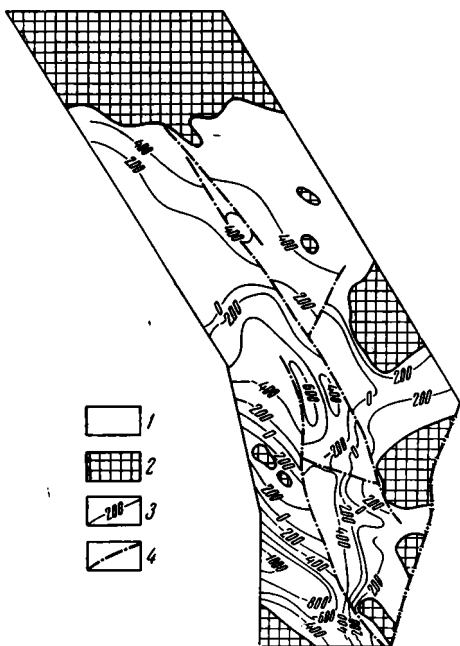


Рис. 3. Рельеф опорного геоэлектрического горизонта в пределах восточной части Алакольской впадины

1 — площадь развития мезозойско-кайнозойского чехла; 2 — выходы палеозойских образований; 3 — изогипсы кровли опорного геоэлектрического горизонта; 4 — зоны разломов палеозойского фундамента, выделенные по электроразведочным данным

К югу от Северо-Балхашской впадины развиты среднепалеозойские, частично верхнепалеозойские морские осадочные и прибрежно-морские туфогенно-осадочные отложения, смятые в крутые линейные складки субширотного простирания. Они слагают северную часть Джунгарского мегантиклинория (по Н. А. Афоничеву, 1967, — Тастауская структурно-формационная подзона). К западу от Чингизского разлома границей между Северо-Балхашской впадиной и Джунгарским мегантиклинорием служит субширотный Сасыккольский разлом, установленный геофизическими методами. К востоку от Чингизского разлома эта граница протягивается в северо-восточном направлении вдоль геологически ярко выраженной зоны разрывных нарушений в горах Арасантау (Войтович, 1962).

Современное положение Северо-Балхашской впадины в плане указывает на смещение ее восточного замыкания по линии Чингизского разлома на юго-восток (см. рис. 5). Вместе с тем внутреннее строение этой крупной структуры не идентично

по разные стороны от разлома. В частности, в северо-восточном его крыле широко развиты позднепалеозойские гранитоидные интрузии, пространственно и, по-видимому, генетически связанные с районами пермского вулканизма. Интенсивные магнитные аномалии обусловлены именно пермскими гранитоидами (Третьяков, 1960). В юго-западном крыле, судя по характеру магнитного поля, вблизи разлома пермские магматические породы отсутствуют (см. рис. 1, 4), а обнажающийся здесь Ушбулакский гранитоидный массив заведомо более древнего возраста (раннекаменноугольный). Соответственно по-разному расположены относительно линии разлома в его крыльях и вулканогенные образования перми, что показано на рис. 5.

Заметные различия в проявлениях магматизма по разные стороны от разлома обнаруживаются на протяжении всего позднего палеозоя. Очевидно, это связано с тем, что Чингизский разлом существовал в позднем палеозое и проницаемость его крыльев была различна. В это же время вдоль него происходили горизонтальные подвижки, на что

указывает целый ряд факторов. Так, в северной обнаженной части Северо-Балхашской впадины было установлено, что в юго-западном крыле разлома широко развиты оперяющие его меридиональные структуры растяжения и субширотные структуры сжатия. С первыми связаны разнообразные подводные каналы позднепалеозойского вулканизма, сбросы и грабены. Среди структур сжатия отмечаются разрывы типа надвигов и взбросов, а также длительно развивавшиеся приразломные складки.

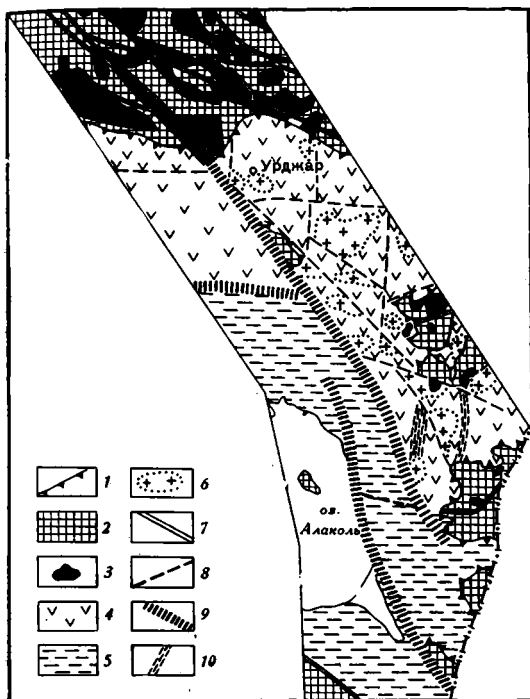


Рис. 4

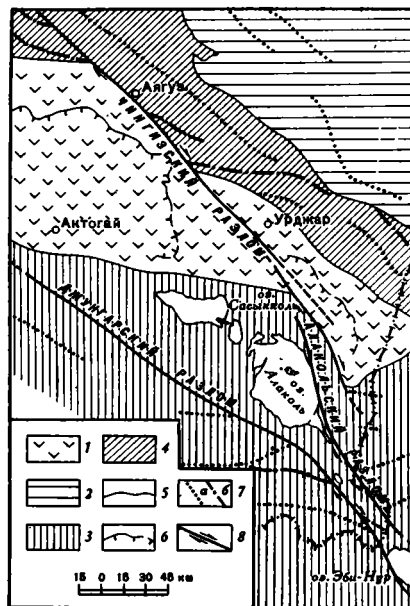


Рис. 5

Рис. 4. Схема геологического строения восточной части Алакольской впадины

1 — контур распространения мезозойско-кайнозойского покрова; 2—3 — выходы палеозойских пород; 2 — осадочно-вулканогенных отложений, 3 — интрузий гранитов и гранодиоритов; 4—6 — площади развития (по геофизическим данным): 4 — вулканогенных формаций среднекаменноугольного — пермского возраста, 5 — существенно терригенных формаций среднего — верхнего палеозоя, 6 — интрузий гранитоидов; 7—10 — разломы: 7 — в пределах обнаженных палеозойских пород, 8—10 — установленные по геофизическим данным: 8 — под мезозойско-кайнозойским покровом, 9 — в том числе наиболее четко проявленные и крупные, 10 — зоны дробления

Рис. 5. Тектоническая схема фундамента Алакольской впадины и ее горного обрамления 1 — Северо-Балхашская впадина; 2 — Иртыш-Зайсанский мегасинклиниорий; 3 — Джунгарский мегантиклинорий; 4 — Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий; 5 — границы тектонических зон; 6 — контуры мульд, выполненных породами перми; 7 — простираения линейных структур (а), в том числе смещенных вдоль сдвигов (б); 8 — крупнейшие секущие разломы с указанием направления горизонтального смещения крыльев

Характерное для структурных рисунков сдвиговых зон перекрестно-перистое в плане строение имеет и северо-восточное, погребенное, крыло разлома. На рис. 1 видно, что оси положительных магнитных аномалий (магнитных тел) расположены в целом под острым углом к Чингизскому разлому, простираясь на запад-северо-запад. Отрицательные магнитные аномалии вытянуты, наоборот, в субмеридиональном направлении. Они интерпретируются как довольно широкие зоны интенсивного дробления (см. рис. 4).

Таким образом, по качественным признакам на юго-восточном конце Чингизского разлома устанавливается правый сдвиг. Количественную же оценку горизонтальным движениям в силу различного строения крыльев дать нельзя. Вероятно, амплитуда сдвига уменьшается в юго-восточном направлении.

В районе гряды Карпебай (к югу от Урджара) Чингизский разлом расщепляется и его прямолинейность несколько нарушается — простираясь основной (юго-западной) ветви становится к юго-востоку все более меридиональным. У границы с КНР разлом затухает. Примерно на широте оз. Сасыкколь он с юго-запада кулисообразно подставляется Алакольским разломом, который протягивается вдоль восточного берега оз. Алаколь к северо-восточному краю Джунгарских Ворот, соединяющих Алакольскую и Джунгарскую межгорные впадины. В пределах последней разлом дальше оз. Эби-Нур не прослеживается. А. Х. Иванов и В. С. Войтович (1964) отмечают горизонтальное перемещение его крыльев в горах Кату. Между Чингизским и Алакольским разломами располагается субмеридиональный асимметричный грабен. По положению поверхности палеозойского фундамента более опущенным является западный его борт, примыкающий к Алакольскому разлому (см. рис. 3).

Алакольский разлом в свою очередь кулисно сопрягается с Джунгарским разломом, образующим наиболее четкую юго-западную границу грабена Джунгарских Ворот. На этом отрезке установлено правосдвиговое смещение (30 км) палеозойских складчатых структур вдоль Джунгарского разлома (Иванов, Войтович, 1964), протягивающегося далеко на юго-восток. В северо-западном направлении сдвиговая составляющая уменьшается. Джунгарский разлом, по данным детально изучавшего его В. С. Войтовича, заложился по крайней мере в позднем палеозое.

Из изложенного материала следует, что юго-восточное окончание Чингизского разлома представляет собой кулисную (вместе с Алакольским разломом) систему, которая веерообразно расширяется к югу, приближаясь к Джунгарскому разлому. Все эти разрывные нарушения образовались в палеозое. Позже в местах их сближения возникли грабенообразные прогибы, в которых осадконакопление, судя по Алакольскому угольному месторождению на севере грабена Джунгарских Ворот, началось в рэт-лейасовое время (Жаймин, 1965). В совокупности названные разломы составляют гигантскую зону правых сдвигов, пересекающую все структурные элементы Синьцзяна и Восточного Казахстана на протяжении почти 1500 км.

Литература

- Афоничев Н. А. Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. Сов. геология, № 3, 1967.
- Войтович В. С. К вопросу о палеозойском фундаменте Алакульской впадины. Изв. АН КазССР. Сер. геол., № 1, 1962.
- Жаймин М. И. Геологическое строение Алакольского угольного месторождения. В сб. «Материалы по геологии и полезн. ископ. Юж. Казахстана», вып. 3(28). Изд-во «Наука» АН КазССР, 1965.
- Иванов А. Х., Войтович В. С. Герцинские сдвиги вдоль Джунгарского разлома. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1964.
- Самыгин С. Г. Сдвиг по Чингизскому разлому (Восточный Казахстан). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XLV, вып. 3, 1970.
- Суворов А. И., Самыгин С. Г. Новые данные о природе Чингизского разлома (Восточный Казахстан). Докл. АН СССР, т. 168, № 3, 1966.
- Третьяков В. Г. К вопросу о региональных структурах Восточного Прибалхашья. Вестн. АН КазССР, № 1, 1960.
- Третьяков В. Г. Геологическое истолкование аэрогеофизических данных по Юго-Восточному Казахстану. В сб. «Земная кора Казахстана». Изд-во «Наука», АН КазССР, 1967.

Геологический институт АН СССР
Институт геологических наук
АН КазССР им. К. И. Сатпаева

Статья поступила
24 апреля 1969 г.

УДК 551.247+551.4 (470.55/57)

Ю. М. БУТКОВСКИЙ, И. А. МАНУЙЛОВА, А. М. СТРИЖОВА
**СОЛЯНАЯ И НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ
ЧАСТИ МЕЖДУРЕЧЬЯ УРАЛА И БОЛЬШОГО УЗЕНЯ**

Изложены сведения о строении соляных куполов, межкупольных пространств и компенсационных мульд одного из районов Прикаспийской впадины. В результате обобщения сведений о древней и современной гидросети, мощностях плиоценовых и четвертичных образований и т. д. намечены крупные участки новейших воздыманий и погружений, а также выявлены современные локальные тектонические подвижки.

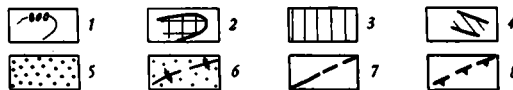
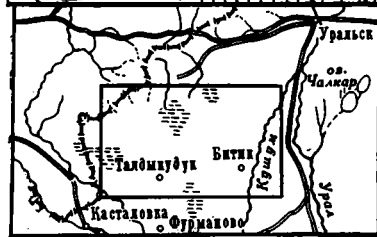
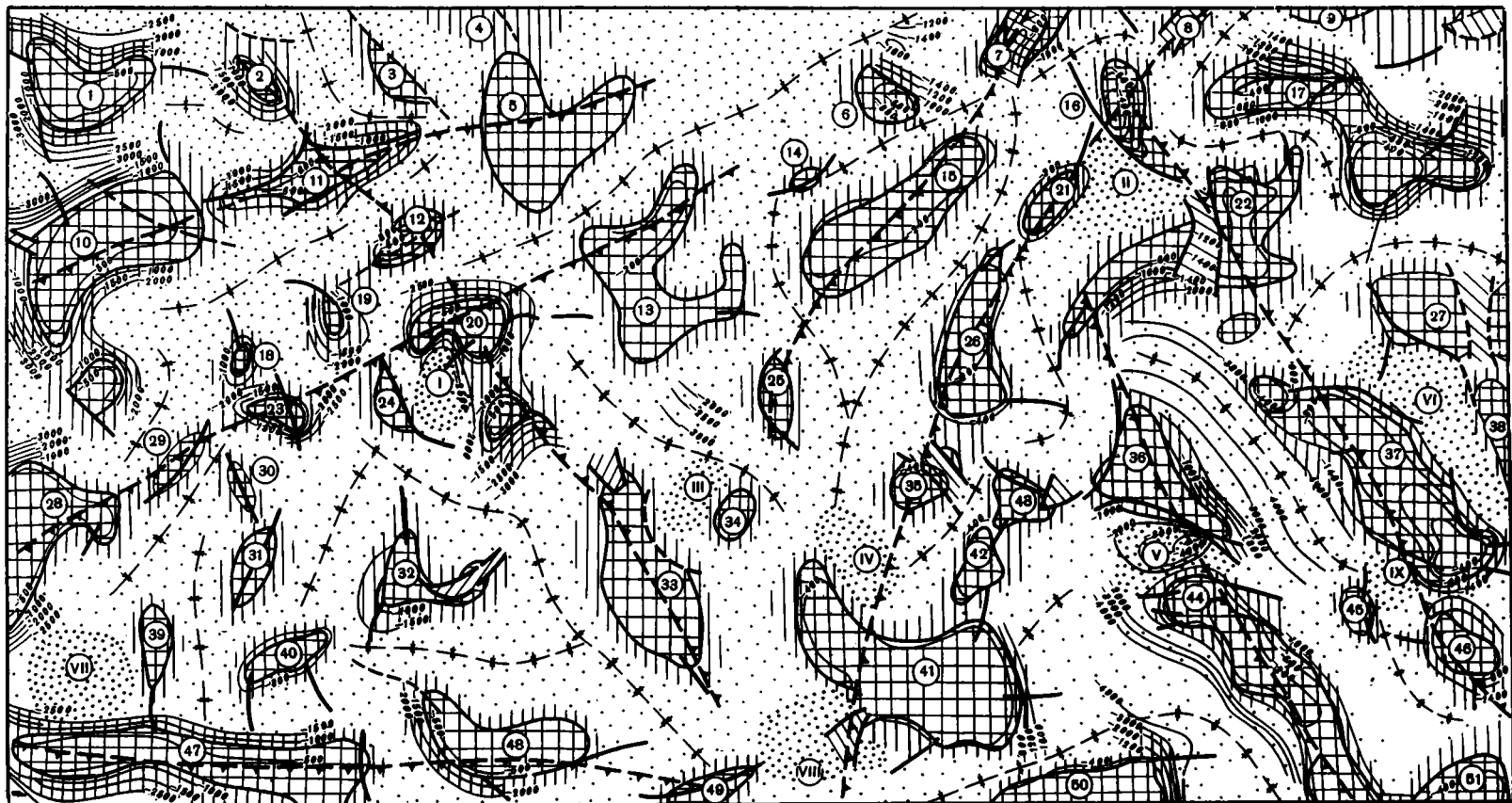
Территория междуречья Урала и Большого Узеня тяготеет к центральным районам Прикаспийской впадины, которая является глубоко погруженной областью Русской платформы. Наличие в составе платформенного чехла этой впадины мощной соленосной формации кунгура и ее пластическое перераспределение обусловило все многообразие локальных структур, созданных здесь соляной тектоникой.

Комплексное геологическое картирование по разработанной в тресте «Союзбургаз» методике (Кожевников, 1964), включающее геологическую съемку, структурное и картировочное бурение в больших объемах, с использованием материалов сейсморазведки и гравиразведки, на основании большого фактического материала позволило осветить основные аспекты тектоники и истории развития этой территории в послекунгурское время.

Кристаллический фундамент («базальтовый» слой—«гранитный» слой, вероятно, отсутствует) залегает здесь, по данным профилей глубинного зондирования КМПВ, на абсолютных отметках минус 22—24 км и, по-видимому, нарушен системами ступенеобразных разломов (Соколов, 1964; Бровар, Шмайс, 1968). Наличие последних намечается по закономерной ориентировке соляных куполов. Непосредственно на сейсмических профилях КМПВ подобные разломы установлены несколько севернее.

Кровля подсолевых отложений (горизонт Π_1), по данным сейсморазведки МОВ, моноклиналино погружается с севера и северо-запада на юг и юго-восток от абсолютной отметки минус 7500 до минус 9600 м. Подсолевые образования, по-видимому, также нарушены системами флексур или разломов, которые сопряжены с таковыми в кристаллическом фундаменте и именуются «зонами дробления» (Бутковский, Гиодман и др., 1965). Направление этих зон, секущих вкрест простирания сейсмозоны гипсы горизонта Π_1 , говорит об их более молодом, послеартинском формировании, тогда как общий характер залегания подсолевых пород отражает их более раннюю структуру.

Соляная тектоника характерна для отложений с возрастным диапазоном от кунгура до палеогена включительно (солянокупольный структурный этаж). Основными, распространенными здесь ее элементами, созданными в результате перераспределения соляных масс, следует считать соляные купола, компенсационные мульды и межкупольные пространства.



7,5 0 7,5 15 22,5 30 км

Рис. 1. Структурно-тектоническая карта солянокупольного структурного этажа

1 — изогипсы поверхности соленосных отложений (VI отражающий сейсмический горизонт) в м, по данным треста «Казахстаннефтегеофизика»; 2 — своды соляных куполов; 3 — крылья соляных куполов; 4 — грабены соляных куполов; 5 — компенсационные мульды; 6 — межкупольные пространства и их оси; 7 — разрывные нарушения, установленные и предполагаемые; 8 — предполагаемые системы разломов кристаллического фундамента и «зоны дробления» подсолевых отложений. На карте цифрами обозначены локальные структуры: а) купола: 1 — Шильнобалковский, 2 — Жайкпай, 3 — Атамбек, 4 — Бисобинский, 5 — Кысыксай, 6 — Кожакатач II, 7 — Мартынов, 8 — Горбунов, 9 — Железнов, 10 — Антонов, 11 — Аккус, 12 — Кулат, 13 — Байбек, 14 — Шалабай, 15 — Кожакатач I, 16 — Азовский, 17 — Серово, 18 — Пшат, 19 — Айранкус, 20 — Евлашкан, 21 — Бахирев, 22 — Культюшин, 23 — Макеев, 24 — Кербие, 25 — Каратымский II, 26 — Каратымский I северный, 27 — Барановский, 28 — Карасбанский, 29 — Карпов, 30 — Курман, 31 — Талас, 32 — Джангылсор, 33 — Узенский, 34 — Куранат, 35 — Каратымский I южный, 36 — Истомин, 37 — Кузьгора, 38 — Кожехаровский, 39 — Камышкель, 40 — Бескудук, 41 — Именькудук, 42 — Шевелев, 43 — Миркола, 44 — Юлаев, 45 — Грачев, 46 — Антипов, 47 — Сайкудук, 48 — Акмамук, 49 — Балыкта, 50 — Болдырев-Данилка, 51 — Старый Мухов; б) компенсационные мульды: I — Евлашканская, II — Бахиревская, III — Узбекская, IV — Именькудукская, V — Истоминская, VI — Барановская, VII — Сайкудукская, VIII — Именькудукская, южная, IX — Кузьгора.

По происхождению соляные купола, со значительной долей условности, можно разделить на первичные и вторичные (Волчегурский, Журавлев, 1965). Купола первого типа (первичные), по-видимому, возникли при подвижках блоков фундамента. Большинство таких куполов образует линейно вытянутые цепочки, вероятно имеющие общее соляное основание и как бы насаженные на «зоны дробления» индикаторами которых они являются. Большинство длинных осей этих структур ориентировано в направлении, общем с простиранием намеченных цепочек (рис. 1). Другие купола (Шильнобалковский, Талас, Курман, Серов, Железнов и др.) закономерной линейной ориентировкой не обладают. Возможно, их происхождение также обусловлено подвижками по менее протяженным разломам фундамента, пока не зафиксированным даже косвенно. С первичными куполами (Кожакатач, Мартынов, Аккус и др.) тесно связаны вторичные соляные купола (Шалобай, Каратымский II, Пшат, Кербие, Бескудук и др.), которые возникли на склонах соляных массивов первичных куполов и отделены от них компенсационными мульдами и соляными перешейками. Происхождение куполов второго типа обусловлено, вероятно, действием гравитационных сил на более поздних этапах перераспределения соли.

По характеру проявления на доплиоценовой поверхности соляные купола можно подразделить на прорванные, с кунгурскими отложениями в своде (Кысыксай, Карасбанский, Байбек, Узекский, Сайкудук, Юлаев, Именькудук, Бахирев, Кузьгора и др.) и непрорванные (Серово, Именькудук и др.). Своды последних сложены преимущественно образованиями юры и нижнего мела, а крылья — породами от юры до эоцена. Углы падения этих отложений на крыльях куполов возрастают с глубиной.

На соляных куполах развиты дизъюнктивные нарушения различной амплитуды, которые затрагивают отложения всего надсолевого комплекса.

По периферии некоторых соляных куполов располагаются замкнутые, округлые или овальные компенсационные мульды, отделенные от куполов сбросами в надсолевых породах и обязанные своим происхождением вторичному перераспределению соли внутри соляных массивов под действием гравитационных сил (Евлашканская, Узекская, Сайкудукская, Бахиревская, Истоминская, Кузьгора и другие мульды).

Межкупольные пространства представляют собой значительные по размерам погруженные участки, смежные как с ориентированными цепочками соляных куполов, так и с отдельными куполами и синхронные с последними во все периоды их формирования. На доплиоценовой поверхности они выполнены палеогеновыми, в основном эоценовыми образованиями. Истинная глубина и структурные особенности кровли соленосных отложений в межкупольных пространствах почти не изучены. Не исключено, что в отдельных из них, наиболее погруженных, соль была выжата в близлежащие купола. Этот процесс, по-видимому, наиболее

интенсивно происходил на первых крупных этапах перераспределения соли, вероятно, в эпоху перерыва на границе перми и триаса. Значительная часть соли в это время была уничтожена размывом. Затем, в последующее погружение, соляные массивы куполов были перекрыты отложениями триаса. В предюрскую и предплиоценовую эпохи перерыва соль уже не подвергалась значительной эрозии. Последнее предположение подтверждается тем, что подсолевое ложе в пределах междуречья Большого Узенья и Урала погружается к югу на 1900 м, тогда как своды соляных массивов прослеживаются примерно на одном гипсометрическом уровне — на отметках минус 200—минус 600 м и на доплиоценовой поверхности, «забронированы» породами мезозоя.

Надсолевые отложения в межкупольных пространствах слабо дислоцированы, имеют малые углы наклона, однако свидетельствующие о последовательном перемещении соли из межкупольных пространств в соляные купола в течение мезозоя и палеогена. Межкупольные пространства осложнены соляными перешейками и мульдами. Соляные перешейки относительно приподняты, имеют седловидную форму и соединяют между собой соляные купола. К ним иногда приурочены недоразвитые (рудиментарные) соляные купола, а также большинство разрывных нарушений, затухающих в надсолевых допалеогеновых образованиях. Мульды межкупольных пространств, как правило, глубокие корытообразные, вытянутые и симметричные.

Непосредственно на поверхности междуречья Большого Узенья и Урала элементы соляной тектоники завуалированы плиоценово-четвертичными образованиями, слагающими самостоятельный структурный (покровный) этаж (Кожевников, 1964). Однако локальные структуры, созданные соляной тектоникой, находят все же обратное или прямое отражение на доплиоценовой поверхности. Обратная выраженность в доплиоценовом рельефе характерна для соляных куполов, прорезанных долинами большинства древних рек. Энергия этих рек оказалась достаточной для того, чтобы проложить русла над сводами таких куполов, сложенными легко размываемыми породами нижнего мела, юры, триаса и кунгура. В частности, над цепочками куполов Кузьгора, Серово, Сайкудук, Акмамык-Балыкта, Евлашкан, Узекский и др. были заложены и развивались в течение перерыва соответственно долины рек палео-Урала, палео-Б. Узенья, палео-Чижа и палео-Дюры. Прямая выраженность в доплиоценовом рельефе характерна для большинства положительных и отрицательных локальных структур. Так, долина р. палео-Кушум между куполами Юлаев, Истомин, на востоке, и Миркола, Шевелев, Именькудук, Болдырев-Данилка, на западе и юго-западе, протягивается по межкупольному пространству; долина правого притока р. палео-Урал между куполами Азовский и Бахирев — по межкупольному пространству, а ее левого притока — между куполами Барановским и Кожехаровским. Исключая влияние общего регионального падения доплиоценовой поверхности с севера на юг, можно установить в пределах рассматриваемого участка колебание ее абсолютных отметок до 200 м.

Формирование покровного плиоцен-четвертичного структурного этажа, в целом, в значительной степени определено характером доакчагыльского рельефа. Наиболее четко влияние его сказалось на напластовании акчагыльских отложений. Апшеронские и четвертичные образования в основном повторяют характер залегания верхних горизонтов акчагыла, однако лежат еще более полого. Степень расчленения дочетвертичной поверхности по сравнению с доплиоценовой резко сокращается. Размах колебаний ее абсолютных отметок уже не превышает 15—20 м. Чередование опущенных и приподнятых зон по-прежнему довольно четко фиксируется долинами дочетвертичных рек. Вместе с тем характер проявления соляной тектоники на дочетвертичной поверх-

ности от доплиоценовой поверхности несколько отличен. Выпояживание рельефа и уменьшение эродирующей энергии рек привело к тому, что менее многоводные реки (палео-Чижа, палео-Деркул) на всем своем течении прокладывали русла между куполами и огибали последние. В то же время энергия р. палео-Урал по-прежнему оставалась достаточной, чтобы прорезать русло над сводами соляных куполов. Аналогичное положение сохраняется и в настоящее время.

Анализ доплиоценового, дочетвертичного и современного рельефа, а также мощностей акчагыльских, апшеронских и четвертичных отложений позволяют наметить две относительно приподнятые и две относительно опущенные зоны с преобладающим субмеридиональным простиранием и проследить характер их развития в позднеплиоценово-четвертичное время.

Наиболее значительная по площади зона относительного опускания (Центральная-I) тяготеет к центральной части междуречья Большого Узенья и Урала, другая — зона относительного опускания (Восточная-II) — к его восточной части. Обе зоны характеризуются увеличенными мощностями отложений на всех этапах формирования покровных пород. На протяжении позднеплиоценово-четвертичного времени Центральная-I зона фиксируется поведением долин палео-рек Чижа и Дюра. Долины этих рек четко вырисовываются в доплиоценовом и дочетвертичном рельефе, причем общий характер гидрографического рисунка (две ветви, сливающиеся на юге) в значительной степени повторяются. В современном рельефе Центральная-I зона соответствует так называемым Чижинским и Дюринским разливам, образовавшимся на месте долин палео-рек Чижа и Дюра в результате постепенного их отмирания. Ветви Чижинских и Дюринских разливов на юге сливаются в единые Балыктинские разливы. Глубины вреза долин уменьшаются с 80 м в предплиоценовое время до 10 м в предчетвертичное, причем в современном рельефе эти долины едва выражены. Ось Центральной-I зоны относительного опускания, сохраняя свое в основном юго-восточное простирание, мигрировала в широких пределах. Позднеплиоценовое время и начало четвертичного времени характеризовались смещением ее с запада на восток на расстояние около 40 км. Для второй половины четвертичного времени характерно перемещение ее в обратном направлении, с востока на запад.

К восточной зоне относительного опускания (II) приурочена долина р. Урала. Колебания высот в доплиоценовое время здесь достигали 200 м, но в дочетвертичное время они уменьшились до 20 м. Ось восточной зоны относительного опускания постоянно смещалась к востоку. Наиболее заметно это фиксируется в северной части зоны, где устье одного из правых притоков р. палео-Урал в предчетвертичное время по сравнению с предпозднеплиоценовым сместилось на восток на 15 км. Современная долина р. Урал находится еще восточнее, за пределами рассматриваемой территории.

Описанные зоны относительного опускания в общих чертах совпадают с намеченными ранее Ю. А. Мещеряковым и М. П. Бричиной (1954) по облику современного рельефа Центральным и Челкарским прогибами.

Зоны воздымания (Западная и Восточная), разделяющие зоны опусканий, в течение всего позднеплиоценово-четвертичного времени характеризовались относительной стабильностью, что также фиксируется характером распределения мощностей отложений этого возраста. В незначительное прогибание были вовлечены лишь южные окраины этих зон (что особенно заметно по распределению мощностей апшеронских отложений).

На схемах Ю. А. Мещерякова и М. П. Бричиной (1954) этим воздыманиям соответствуют Узекское и Кушумско-Сургутское поднятия. Контуры последнего от доплиоценового времени до современной эпохи

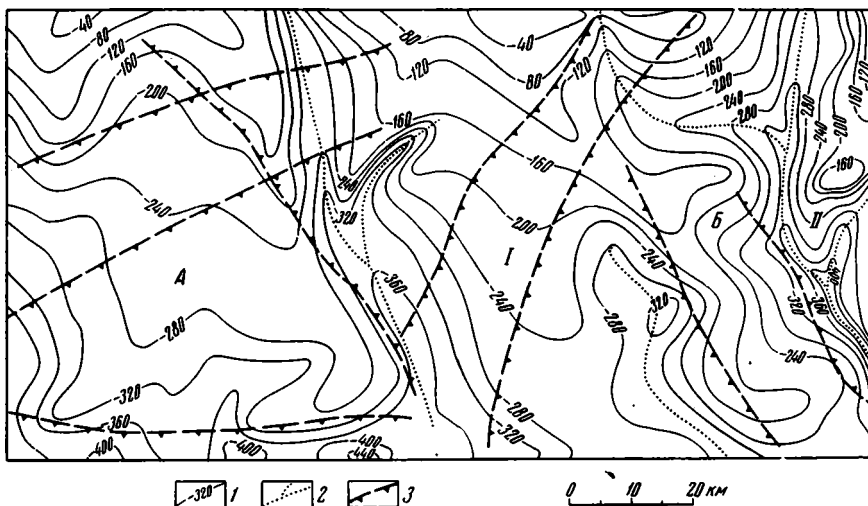


Рис. 2. Карта доплиоценовой поверхности междуречья Урала и Большого Узенья
 1 — стратозогипсы рельефа доплиоценовых отложений; 2 — тальвеги доплиоценовых долин;
 3 — предполагаемые системы разломов кристаллического фундамента и «зоны дробления»
 подсолевых отложений. А, Б — зоны относительного поднятия, I, II — зоны относительного
 опускания.

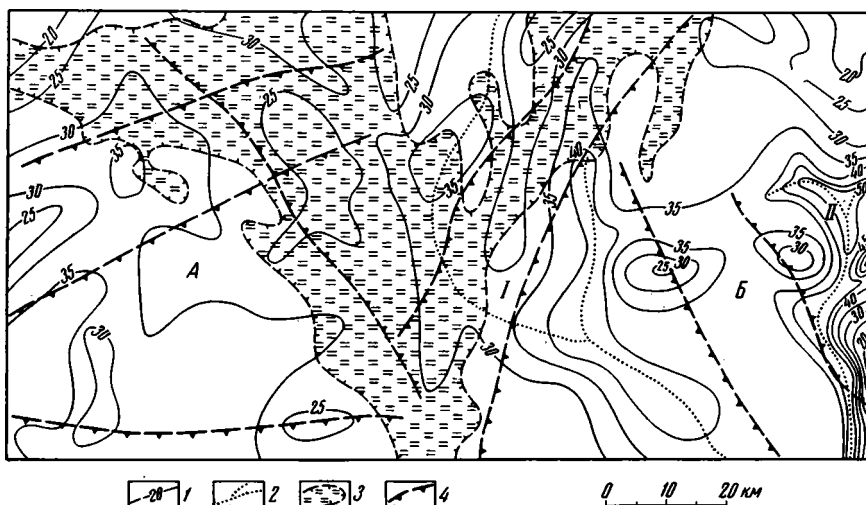


Рис. 3. Схематическая карта мощностей четвертичных отложений междуречья
 Урала и Большого Узенья
 1 — изопажты четвертичных отложений; 2 — тальвеги дочетвертичных долин; 3 — контуры
 современных разломов; 4 — предполагаемые системы разломов кристаллического фундамента
 и «зоны дробления» подсолевых отложений; А, Б — зоны относительного поднятия; I, II —
 зоны относительного опускания

несколько расширились, что связано с направленной миграцией смежных с ним опусканий: Центрального и Восточного.

Простираение выделенных зон в общих чертах совпадает с одним из основных направлений (юго-восточным) цепочек куполов, насаженных на зоны дробления подсолевых отложений и сопряженных с системами разломов кристаллического фундамента. Это подтверждает унаследованность развития основных элементов новейшей тектоники покровного структурного этажа от более глубоких. Миграцию зон, по всей вероятности, можно объяснить продолжавшимся в новейшее время относительным смещением блоков кристаллического фундамента, заключенных между зонами разломов. Так, подвижки выделенного между двумя си-

стемами разломов приподнятого блока кристаллического фундамента Б (рис. 2, 3) способствовали миграции к востоку долины р. Урал в восточной зоне относительного опускания. Вероятно, эти подвижки также частично контролировали и восточную границу Центральной зоны опускания (положение Дюринских и Чижинских разливов). Положение западной границы Центральной зоны относительного опускания зависело от определяющего влияния смещений по разломам, ограничивающим с востока приподнятый блок А. В результате, несмотря на значительную миграцию в течение позднелиценно-четвертичного времени, Центральная зона опускания не выходила за пределы территории, соответствующей относительно опущенному блоку (I) кристаллического фундамента.

Новейшее развитие локальных структур происходило на фоне формирования основных неотектонических зон, однако степень активности отдельных соляных куполов, выявленная по характеру изменения мощностей верхнелиценно-четвертичных отложений, характеру проявления в доплиценном и современном рельефе и по ряду геоморфологических признаков (отражению в современном рельефе, размещению цепочек западин на периферии структур, деформации террасовых уровней, характеру интенсивности развития овражно-балочной сети и т. д.) не зависит от принадлежности их к той или иной зоне. Так например, к зонам опускания I и II приурочены активные в новейшее время соляные купола Мартынов, Азовский, Каратымский I северный, Миркола, Кузьгора, Шевелев, Юлаев, а к зонам поднятия А — активные купола Сайкудук, Курман и др.

Литература

- Бровар И. М., Шмайс И. И. Особенности тектоники подсолового ложа северной части междуречья Урала и Волги. Геотектоника, № 1, 1968.
- Бутковский Ю. М., Гинодман А. Г., Кожевников И. И. Новые данные о строении северной бортовой зоны Прикаспийской впадины в районе г. Уральск. В сб. «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР и вопросы подземного хранения газа». Тр. треста «Союзбургаз», вып. 5, Изд-во «Недра», 1965.
- Волчегурский Л. Ф., Журавлев В. С. Структурные соотношения между соляными куполами Прикаспийской впадины (на примере семейства соляного купола Санкебай-Круглый). Геотектоника, № 2, 1965.
- Кожевников И. И. Солянокупольная тектоника междуречья Урала и Волги по данным комплексного геологического картирования. В сб. «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР», Тр. СГПК, вып. 4, Изд-во «Недра», 1964.
- Мещеряков Ю. А., Брицина М. П. Геоморфологические данные о новейших тектонических движениях в Прикаспийской низменности. В сб. «Геоморфологические исследования в Прикаспийской низменности», Изд-во АН СССР, 1954.
- Соколов В. Л. Погребенные тектонические планы юго-востока Русской платформы. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ», Изд-во «Наука», 1964.

Трест «Союзгазгеофизика»

Статья поступила
14 июля 1969 г.

УДК 551.247(575.3)

М. Л. БЕЛЕЛОВСКИЙ, В. И. СЕДЛЕЦКИЙ, В. С. КОРОБКА
О СОЛЯНОЙ ТЕКТОНИКЕ МЕГАНТИКЛИНАЛИ ЮГО-ЗАПАДНОГО
ГИССАРА И АФГАНО-ТАДЖИКСКОЙ ВПАДИНЫ

В статье рассматриваются особенности проявления соляной тектоники в эпиплатформенной орогенической области юга Средней Азии и приводится описание различных морфогенетических типов соляных дислокаций. Авторы приходят к выводу о взаимосвязи процессов соляной тектоники с региональными тектоническими структурами и высказывают предположение о широком развитии в разрезе осадочного чехла рассматриваемой территории двух разновозрастных толщ: верхнеюрской и нижнемеловой.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Геолого-геофизические исследования последних лет позволяют выделить обширную солянокупольную область, охватывающую разнородные в геотектоническом отношении элементы: южную часть Туранской плиты и эпиплатформенные орогенические сооружения Афгано-Таджикской впадины¹, и мегантиклиналь юго-западного Гиссара. Появление соляного тектогенеза на этой территории связано с деформациями соляных толщ верхней юры и, возможно, нижнего мела в процессе позднеальпийской складчатости.

На платформе соляные дислокации выражены цепочкой узких антиклиналей, вытянутых вдоль Репетекской зоны разломов, которая пересекает в субширотном направлении юго-восточную Туркмению от г. Мары до границы с Афганистаном.

В мегантиклинали юго-западного Гиссара и на территории Афгано-Таджикской впадины известны многочисленные выходы на поверхность соляно-гипсовых пород, значительная часть которых образовалась в результате проявления соляной тектоники.

подавляющее большинство исследователей связывают образование соляных структур с глубинными тектоническими процессами, однако оценка наиболее важного с практической точки зрения вопроса о соотношении надсолевого и подсолевого структурных планов производится с принципиально разных позиций. Представители одного направления (Туаев, 1936; Мирошниченко, 1957; Сюдюков, 1954; Солун, 1958; Горбатов, 1960; Седлецкий, 1966) считают дислокации осадочного покрова следствием преимущественно вертикальных перемещений блоков фундамента, а соляная тектоника, по их мнению, лишь осложняет складки покрова. Другая группа исследователей (Здорик, 1930; Херасков, 1932; Губин, 1943; Захаров, 1962, 1967 и др.) придерживается того мнения, что надсолевой осадочный чехол во время складкообразовательных движений оказался сорванным по пластичной соляно-гипсовой толще верхней юры и смещен относительно более жесткого подсолевого ложа. Несовпадение надсолевого и подсолевого структурных планов является в этом случае полным и имеет региональный характер.

¹ В статье рассматривается только советская часть Афгано-Таджикской впадины.

Гипотеза об атектоническом происхождении соляных структур, развитых на территории Средней Азии («гравитационная» гипотеза) получила меньшее распространение. Одним из ее сторонников, применительно к соляным дислокациям мегантиклинали юго-западного Гиссара, является Н. П. Петров (1957). Аналогичных взглядов для Репетекской зоны придерживаются Р. Г. Гарецкий и А. Л. Юревич (1964).

В предлагаемой статье сделана попытка обобщения всего имеющегося материала по соляной тектонике рассматриваемого региона. Актуальность подобных исследований диктуется в первую очередь практическими потребностями поисковых работ на нефть и газ в Средней Азии.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

В разрезе мезозойских отложений юго-западного Гиссара выделяются две соленосно-гипсоносные свиты: верхнеюрского (киммеридж-титон) и нижнемелового (валанжин) возраста. Верхнеюрская, гаурдакская свита сложена в нижней части мраморовидными ангидритами, а в верхней — каменной солью с небольшим количеством глинисто-ангидритовых прослоев и пластами калийных солей. Мощность галогенной толщи возрастает в направлении погружения складчатых структур к югу и западу от 450 до 800 м и более.

Нижнемеловые соленосные отложения (альмурадская свита) пользуются устойчивым распространением в южной части мегантиклинали на территории древнего Карлюкского конседиментационного прогиба и вдоль ее западной границы. Мощность этих отложений, представленных в основном ангидритовой каменной солью, увеличивается в южном и восточном направлениях от 10 до 120 м и более.

К западу от мегантиклинали юго-западного Гиссара верхнеюрская галогенная формация широко распространена на территории Амударьинской и Мургабской впадин. Нижнемеловые соляные отложения, приуроченные, по-видимому, к участкам наиболее интенсивного позднегерцинского прогибания, встречены пока только в Бешкентском платформенном прогибе.

В пределах Афгано-Таджикской впадины, за исключением ее прибортовых частей, полные разрезы верхнеюрских и нижнемеловых отложений не вскрыты бурением ни в одном пункте. По аналогии с мегантиклиналью юго-западного Гиссара можно и в Афгано-Таджикской впадине предполагать подобную стратиграфическую приуроченность обнажающихся здесь соляно-гипсовых толщ.

Современная структура рассматриваемого региона сформировалась в эпиплатформенную орогенную стадию развития территории, которая, по общему признанию, на протяжении всего мезозоя и палеогена являлась юго-восточным окончанием эпигерцинской платформы (Туранской плиты). В настоящее время мегантиклиналь юго-западного Гиссара значительно приподнята относительно смежной Афгано-Таджикской впадины, что объясняется неодинаковой направленностью и интенсивностью неоген-четвертичных движений.

Донеогеновая структура эпигерцинской платформы, как отмечают А. Г. Бабаев и Е. В. Лебзин (1960), за неоген-четвертичный период подвергалась лишь незначительному усложнению, тогда как в пределах эпиплатформенной орогенической области она, по всей вероятности, претерпела коренную перестройку, выразившуюся в расколах по субмеридиональным разрывам. Эти разрывы и определили преобладающее простиранение альпийских структурных элементов, расположение которых показано на рис. 1.

Тектоническое строение эпиплатформенной орогенической области характеризуется существованием не только явно выраженных структур

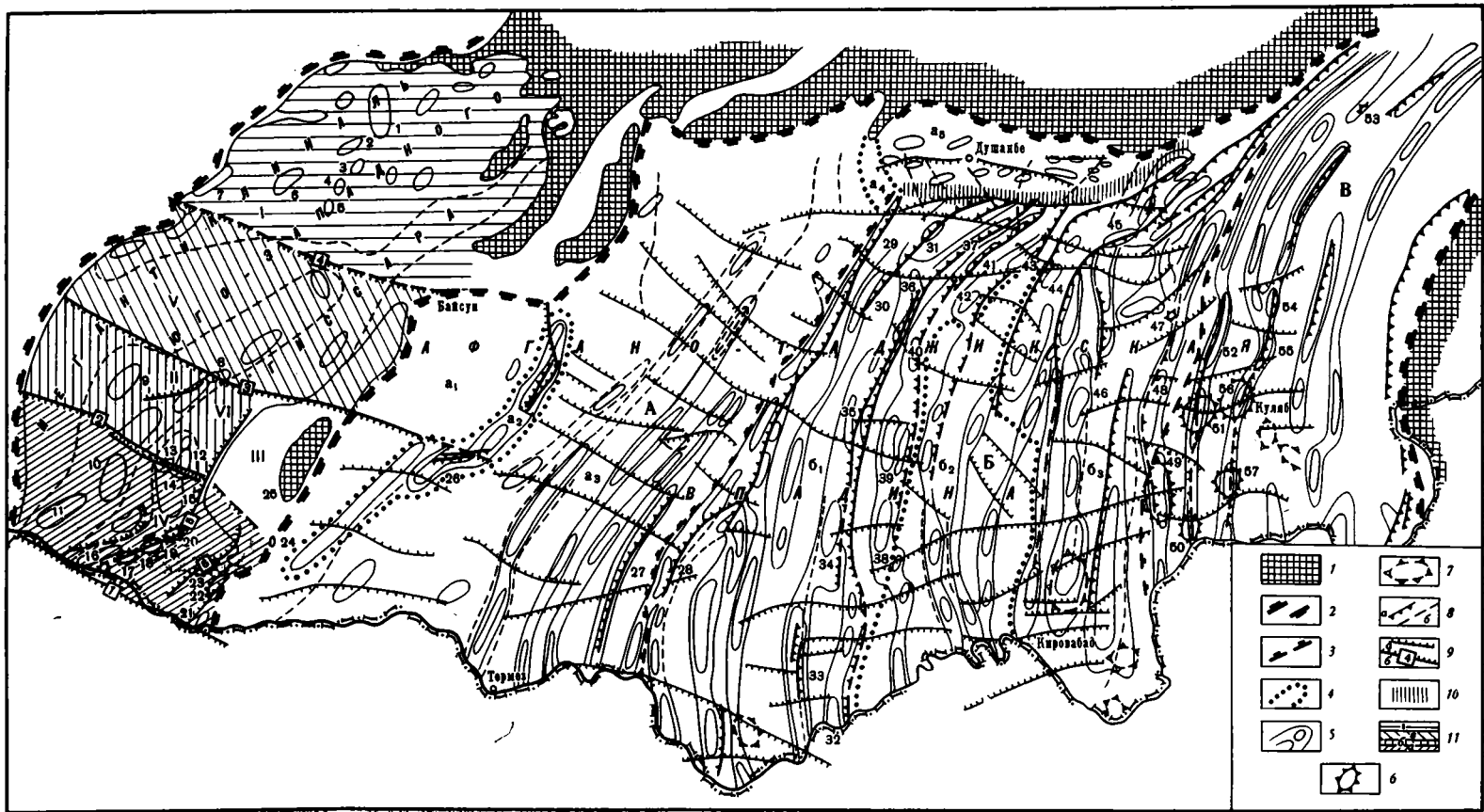


Рис. 1. Структурная схема советской части Афгано-Таджикской впадины и мегантиклинали юго-западного Гиссара

1 — выход домезозойских образований; 2 — тектонические границы Афгано-Таджикской впадины и мегантиклинали юго-западного Гиссара; 3 — тектонические границы между мегантиклиналями и мегасинклиналями в пределах Афгано-Таджикской впадины; 4 — тектонические границы геоструктурных элементов в пределах Сурхандарьинской мегасинклинали в Вахш-Кафирниганской мегантиклинали; 5 — контуры антиклинальных систем и локальных антиклиналей; 6 — соляные тела открытого типа; 7 — соляные тела, предполагаемые по данным гравиметрии; 8 — основные наложенные разрывы, установленные: а — по геологическим данным, б — по гравиметрическим данным; 9 — основные флексуно-разрывные зоны унаследованного развития, установленные: а — по геологическим данным; б — по гравиметрическим данным; 10 — зона Илякских разрывов; 11 — ступени домезозойского складчатого основания мегантиклинали юго-западного Гиссара; а — Чаршангинская, б — Гаурдакская, в — Тюбегатанская; г — Лянгарская.

Буквы и цифры на схеме. Структурные элементы Афгано-Таджикской впадины: А — Сурхандарьинская мегасинклиналь, Б — Вахш-Кафирниганская мегантиклиналь, В — Кулябская мегасинклиналь. Структурные элементы Сурхандарьинской мегантиклинали: а₁ — Бейсунская синклинальная зона (котловина); а₂ — Ширабадская антиклинальная система; а₃ — Сурхандарьинская синклинальная зона; а₄ — Ханакский тектонический барьер; а₅ — Душанбинская синклинальная зона (котловина). Структурные элементы Вахш-Кафирниганской мегантиклинали: б₁ — Кафирниганская антиклинальная зона; б₂ — Вахшская синклинальная зона; б₃ — Обчгарская антиклинальная зона. Структурные элементы мегантиклинали юго-западного Гиссара:

Антиклинальные зоны: I — Лянгарская; II — Гаурдак-Тюбегатанская; III — Кугитанг-Байсунтауская; IV — Янгиарык-Кундалянская. Синклинальные зоны: V — Дехканабад-Мукрынская; VI — Маликская. Флексуно-разрывные зоны: (Арабские цифры в квадратах): 1 — Амударьинская; 2 — Узункудукская; 3 — Северо-Кугитанская; 4 — Байсунская; 5 — Кундалянская; 6 — Майданская.

Локальные структуры, упомянутые в тексте (Арабские цифры без квадратов): 1 — Лянгарская; 2 — Каттаурядарьинская; 3 — Гауханская; 4 — Кантауская; 5 — Бабасурханская; 6 — Адамташская; 7 — Каралинская; 8 — Лялимканская; 9 — Кокмирская; 10 — Тагаринская; 11 — Аккумулянская; 12 — Янгиарыкская; 13 — Айнабулакская; 14 — Узункудукская; 15 — Карабильская; 16 — Кундалянская; 17 — Карнасская; 18 — Южно-Кундалянская; 19 — Каттаурская; 20 — Альмурадская; 21 — Келифская; 22 — Окузбулакская; 23 — Кызылхурзская; 24 — Ходжанканская; 25 — Кугитанская; 26 — Бешкызская; 27 — Актауская; 28 — Дасмангинская; 29 — Бабатагская; 30 — Южная Каршитауская; 31 — Северная Каршитауская; 32 — Бурютауская; 33 — Ходжаказанская; 34 — Южная Актауская; 35 — Северная Актауская; 36 — Гарданнуштинская; 37 — Ренганская; 38 — Южная Аруктауская; 39 — Северная Аруктауская; 40 — Южная Даганакинская; 41 — Северная Даганакинская; 42 — Южная Джетымтауская; 43 — Северная Джетымтауская; 44 — Тутулукская; 45 — Саяглакская; 46 — Чалтауская; 47 — Северная Джиланьтауская; 48 — Южная Джиланьтауская; 49 — Алимтайская; 50 — Саятская; 51 — Танапчинская; 52 — Кызылсуйская; 53 — Нурачская; 54 — Северная Пушионская; 55 — Южная Пушионская; 56 — Ходжасартинская; 57 — Ходжамунинская

субмеридионального (памирского) направления, но и почти скрытых линейных дислокаций преимущественно широтного (тяньшанского) направления, сходного с простираем позднергерцинских элементов. Следовательно, указанные дислокации в какой-то мере наследуют позднергерцинскую структуру фундамента, продолжая развиваться в новейшее время. По своей интенсивности эти «поперечные» дислокации в несколько раз уступают «продольным», амплитуда которых может достигать 4—5 км и более. Преобладающее субширотное направление палеозойских структур на закрытой территории подтверждается не только аналогией с обнаженными районами горного обрамления, но и соответствующей ориентировкой аномалий геомагнитного поля (Борисов, Рыманов, 1960).

Современная активность зон разрывов как «памирского», так и «тяньшанского» направлений подтверждается приуроченностью к тем и другим зон повышенной плотности эпицентров землетрясений (Белеловский, Кулагин, 1967). Особенно важно подчеркнуть то обстоятельство, что наиболее активными являются участки пересечения разрывов обеих систем.

СОЛЯНАЯ ТЕКТНИКА МЕГАНТИКЛИНАЛИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ГИССАРА

Описание соляной тектоники мегантиклинали юго-западного Гиссара приводится главным образом по результатам бурения многочисленных скважин, которые вскрывают залегающие на небольшой глубине нижнемеловые и верхнеюрские соленосные отложения, а также по результатам геологосъемочных и геофизических (гравиразведка, сейсморазведка) исследований.

На основании имеющихся материалов на рассматриваемой территории могут быть выделены следующие морфогенетические типы соляных дислокаций.

1. Линейные соляные структуры приразломного типа: а) открытые (соль обнажается на поверхности или перекрыта неоген-четвертичными

образованиями): б) погребенные (соль прорывает не всю толщу мел-палеогеновых отложений).

2. Дисконформные соляные антиклинали, которые характеризуются неравномерным тектоническим изменением мощности соли в различных частях складок.

3. Конформные антиклинали, которые образуют особый тип структур, характеризующихся нормальной стратиграфической мощностью соляных отложений, отсутствием дисгармоничной складчатости и форм течения соли.

Каждый из выделенных типов структур, как это будет показано ниже, имеет строго обусловленную причинную связь с основными тектоническими элементами, определяющими строение района.

Линейные соляные структуры приразломного типа представляют собой наиболее четко выраженные соляные дислокации, связанные исключительно с субширотными разрывами (рис. 1). К ним относятся: 1) флексурно-разрывные зоны, ограничивающие ступени палеозойского фундамента; 2) субширотные участки разломов на территории доальпийского Карлюкского прогиба.

Интенсивность соляной тектоники, проявляющейся вдоль ступенеобразующих флексурно-разрывных зон, резко возрастает на участках их пересечения с осями субмеридиональных антиклинальных систем или сопровождающими последние крупными разрывными нарушениями. В мегантиклинали юго-западного Гиссара к таким участкам приурочены Лялимканская, Айнабулакская, Узункудукская и, по-видимому, Тагаринская соляные структуры.

Лялимканская соляная структура расположена на пересечении Северо-Кугитангской флексурно-разрывной зоной оси Гаурдак-Тюбегатангской системы антиклиналей, которая на этом участке круто изгибается и приобретает в плане z-образную форму. Шток соли обнажается в центре узкого антиклинального свода складки (рис. 2).

Узункудукская и Айнабулакская соляные структуры осложняют осевую часть Янгиарык-Кундалянгской антиклинальной системы при ее пересечении северной и южной ветвями Узункудукской зоны разрывов. Развитые здесь гребневидные соляные тела обнажаются в неподвижных блоках образовавшегося грабена, центральная часть которого опущена на 800—1000 м. Высота соляных штоков составляет 1000—1200 м, ширина их в верхней части не превышает десятков, иногда сотен метров.

Западнее, на пересечении этой же флексурно-разрывной зоной оси Гаурдак-Тюбегатангской антиклинальной зоны, между Гауадакской и Тагаринской антиклиналями, соль в зоне нарушения уничтожена эрозионными процессами. О существовании в прошлом крупной соляной структуры, осложняющей северную, приразломную часть Тагаринской складки, свидетельствует незначительная мощность сохранившихся здесь соляных отложений (около 30 м).

На территории Карлюкского прогиба тектоническая активность соли также проявляется вдоль простирающихся в субширотном направлении зон разрывных нарушений: Кундалянгской, Майданской и Кугитанг-Байсунтауской.

Кундалянгская зона нарушений выражена в юго-западной части района крупным сбросом с амплитудой около 1000 м, осложняющим одноименную антиклиналь, а севернее трассируется гравитационной ступенью. Вдоль разлома прослеживается цепочка четких интенсивных гравитационных минимумов, имеющих небольшие размеры и округлые очертания. Эти аномалии соответствуют Альмурад-Карнасской линейной зоне приразломных соляных структур, осложненных соляными штоками и шипами (исследования В. Г. Коца). Восточную часть выделенной зоны занимают крупные, протяженностью около 20 км, открытые соляные структуры: Альмурадская и Каттаурская. Высота соляного штока в своде

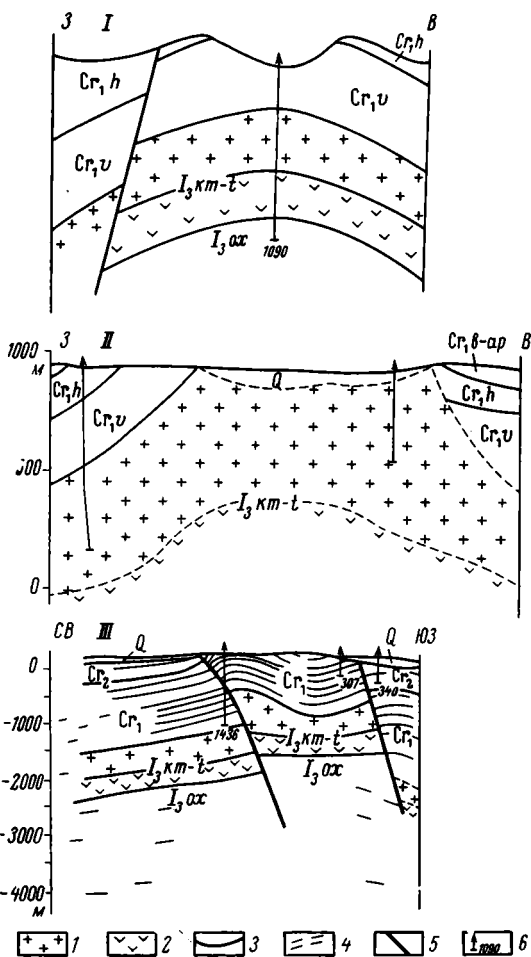
Альмурадской антиклинали превышает, по данным бурения, 1000 м. В западной части зоны развиты соляные структуры закрытого типа: Южно-Кундалянгская, Карнасская и др. Под неоген-четвертичный чехол в их сводах выведены альбские отложения.

Майданская зона нарушений прослеживается в верхнеюрских известняках западного склона хр. Кугитангтау, где она представлена системой флексур и небольших взбросов. Южнее, на закрытой территории, амплитуда разрывов возрастает, судя по сейсморазведочным данным, до нескольких сотен метров. У периклинали Кугитангского поднятия вдоль зоны нарушений протягивается узкая Кызылхуразская антиклиналь, являющаяся открытой соляной структурой. Соляное ядро складки вскрыто бурением до глубины 650 м и находит отражение на сейсмических профилях; ему также соответствует гравитационный минимум. К юго-западу от Кызылхуразской структуры Майданская зона не исследована.

Кугитанг - Байсунтауская региональная зона разрывов ограничивает с востока мегантиклиналь юго-запад-

Рис. 2. Геологические разрезы антиклинальных структур юго-западного Гиссара

I — Ягниарыкская антиклиналь; II — Лялимканская антиклиналь; III — Кундалянгская антиклиналь; 1 — каменная соль; 2 — ангидрит; 3 — опорные геофизические горизонты; 4 — отражающие сейсмические площадки; 5 — разрывные нарушения; 6 — скважины; цифры обозначают глубину забоя



ного Гиссара. Вдоль субширотной ветви этой зоны, пересекающей Карлюкский прогиб, вытянута приразломная Окузбулакская антиклиналь. Свод складки осложнен гребневидной соляной дислокацией, прослеженной бурением по простиранию на несколько километров. В южном крыле разлома, за пределами упомянутой дислокации обнажается соленосный горизонт альмурадской свиты (Окузбулакское месторождение соли).

Дисконформные соляные антиклинали представлены в юго-западном Гиссаре структурами Карлюкского прогиба, среди которых изучены Аккумулямская и Кундалянгская антиклинали, и группой небольших складок с предполагаемым солевым осложнением свода в Лянгарской антиклинальной зоне (Каттаурядарьинская, Бабасурханская, Кантауская, Гауханская) (см. рис. 1). На остальной территории признаки дисгармоничной соляной складчатости отсутствуют.

В Лянгарской антиклинальной зоне процессы соляной тектоники развиты в общем слабо (Грищенко, Жданов, 1966), поэтому дисконформные

антиклинали не получили широкого распространения. Однако на территории Карлюкского прогиба, где мощность верхнеюрских солей значительно возрастает и в разрезе появляются соленосные отложения неокома, этот тип структур является, по-видимому, преобладающим.

Аккумулямская и Кундалянская антиклинальные складки имеют субширотную ориентировку и выделяются крупными локальными максимумами силы тяжести, отражающими структурные поднятия в подсолевых верхнеюрских отложениях. Над сводом Аккумулямской складки сейсморазведочными работами отмечается значительное увеличение мощности комплекса отложений, соответствующего, судя по глубинам залегания, киммеридж-титону и неокому. Шарнир антиклинали по надсолевым (нижнемеловым) горизонтам смещен по отношению к шарниру в подсолевых пластах на значительное расстояние (до 5—6 км). Следует предполагать, что свод Аккумулямской антиклинали по нижнемеловым отложениям сформировался в результате солевого осложнения складки при существенном тектоническом увеличении мощности обеих встречающихся здесь соленосных толщ. Это обстоятельство находит свое отражение в существовании отрицательной аномалии силы тяжести над сводом структуры по меловым горизонтам. На Кундалянской складке солевое осложнение свода имеет несколько иной характер. Мощность верхнеюрской соленосной толщи в пределах этой узкой горст-антиклинали увеличена, по данным сейсморазведочных исследований, в полтора раза, тогда как в нижнемеловых отложениях, судя по результатам бурения, существенного изменения мощности соли не наблюдается. Отсутствует, вероятно, и смещение свода складки по надсолевым отложениям (см. рис. 2).

Конформные антиклинали широко распространены как на площади юго-западного Гиссара, так и за ее пределами, на территории платформы. К этой группе структур относится, по-видимому, большинство складок альпийского простирания, расположенных на некотором удалении от широтных флексурно-разрывных зон, с которыми связаны, как отмечалось выше, крупные соляные дислокации. Вдоль разрывных нарушений субмеридионального простирания, сопровождающих альпийские складчатые системы, тектоническая активность соли обычно не проявляется.

Одним из примеров конформной складки простого строения является Адамташская брахиантиклиналь, детально разведанная в связи с оконтуриванием газового месторождения (Дикенштейн и др., 1965). Несмотря на крупные разрывные нарушения в северо-западной части складки и относительно большую мощность верхнеюрской галогенной толщи (450 м), соляные дислокации здесь не обнаружены. Такие же структурные соотношения, по-видимому, будут наблюдаться на антиклиналях Караильской группы, западные крылья которых осложнены крупными субмеридиональными разрывами с амплитудой смещения до 1500 м.

Южнее, в Янгиарык-Кундалянской антиклинальной зоне полное соответствие структурных планов надсолевых и подсолевых отложений доказано бурением на Янгиарыкской (см. рис. 2) и Караильской антиклиналях. Первая из них долгое время считалась солянокупольным поднятием на основании представлений об изостатическом движении соли к разрушенному эрозией своду складки (Айнабулакский купол Н. П. Петрова, 1957).

В Гаурдак-Тюбегатанской антиклинальной зоне конформной складкой, по-видимому, является крупная Кокмиарская брахиантиклиналь, в своде которой бурением установлено нормальное стратиграфическое взаимоотношение отдельных пачек соли в верхнеюрском галогенном разрезе.

К западу от рассматриваемого района, на территории Бешкентского платформенного прогиба, по данным сейморазведочных работ (МРНП), отмечается в общем согласное залегание всего комплекса мезозойских отложений, осложненное лишь некоторым увеличением углов наклона слоев с глубиной.

СОЛЯНАЯ ТЕКТОНИКА АФГАНО-ТАДЖИКСКОЙ ВПАДИНЫ

В Афгано-Таджикской впадине выходы соляно-гипсовых пород¹ известны в ряде пунктов на площади, заключенной между хр. Бабатаг на западе и хр. Дарвазским на востоке. Бурением и геологическими исследованиями доказано отсутствие соленосных отложений в Душанбинской зоне, а также в северной и восточной прибортовых частях впадины. Можно полагать, что на остальной ее территории мезозойские соленосные отложения пользуются устойчивым распространением.

По морфологическим и структурным признакам все известные выходы соляно-гипсовых пород можно подразделить на два типа: а) линейные обнажения солей и гипсов, приуроченные к субмеридиональным взбросо-надвигам, осложняющим строение крупных антиклинальных систем, б) изометричные в плане выходы соляно-гипсовых тел, имеющие тектонический контакт с меловыми и кайнозойскими отложениями.

Первый тип соляных выходов развит главным образом в пределах Кафирниганской антиклинальной зоны (Бабатаг, Каршитау, Гарданиушти). Соляно-гипсовые породы видимой мощностью от нескольких метров до 50—70 м обнажаются на протяжении десятков километров вдоль зоны нарушений и приведены в контакт с неогеновыми образованиями. Тектоническая природа соляных выходов в структурах этого типа не доказана и в ряде случаев представляется сомнительной. Глубинное строение последних еще не изучено бурением.

Второй тип соляных выходов распространен в пределах Кулябской мегасинклинали (Ходжамумын, Ходжасартис, Саят, Танапчи, Северный и Южный Пушион, Даштиангара; см. рис. 1), включая ее южное продолжение на территории Афганистана (соляные поднятия в бассейне р. Таликан), по данным С. А. Попола, М. В. Тромпа (Поро I, Tromps, 1954), и отчасти в пределах Обигармской антиклинальной зоны (Чалтау, см. рис. 1).

Представления о солянокупольной природе кулябских выходов соли поддерживаются подавляющим большинством исследователей: (Бергман, 1935; Борнеман, Губин и др., 1935; Сюдюков, 1954; Горбатов, 1960; Захаров, 1962; Симаков и Туаев, 1966). Некоторые исследователи (Бурачек, 1934; Петров, 1957) считают, что соль, обнажающаяся в восточной части Афгано-Таджикской впадины, является неоген-четвертичным образованием. С. М. Чихачев (1949) на основании изучения слоистости солей горы Ходжа-Мумын пришел к выводу о горизонтальном или слабонаклонном их залегании над приподнятым блоком палеозойского фундамента. Ф. У. Ахмедзянов и П. П. Иванчук (1966) высказали предположение о гидровулканическом происхождении соляного тела структуры Ходжамумын.

Данные бурения последних лет позволяют уточнить прежние представления о соляной тектонике этого региона. Бурением была доказана большая мощность соляной толщи, увеличение ее по направлению к центральной части поднятий и тектонический характер контакта соли с неогеновыми и четвертичными образованиями. С учетом всех перечисленных факторов солянокупольная природа рассматриваемой группы структур является достаточно очевидной.

¹ Верхнеюрский возраст обнажающихся соляно-гипсовых пород общепризнан, однако достоверно не установлен. Не исключено, как полагает В. И. Седлецкий, что выходы солей в Афгано-Таджикской впадине имеют нижнемеловой возраст.

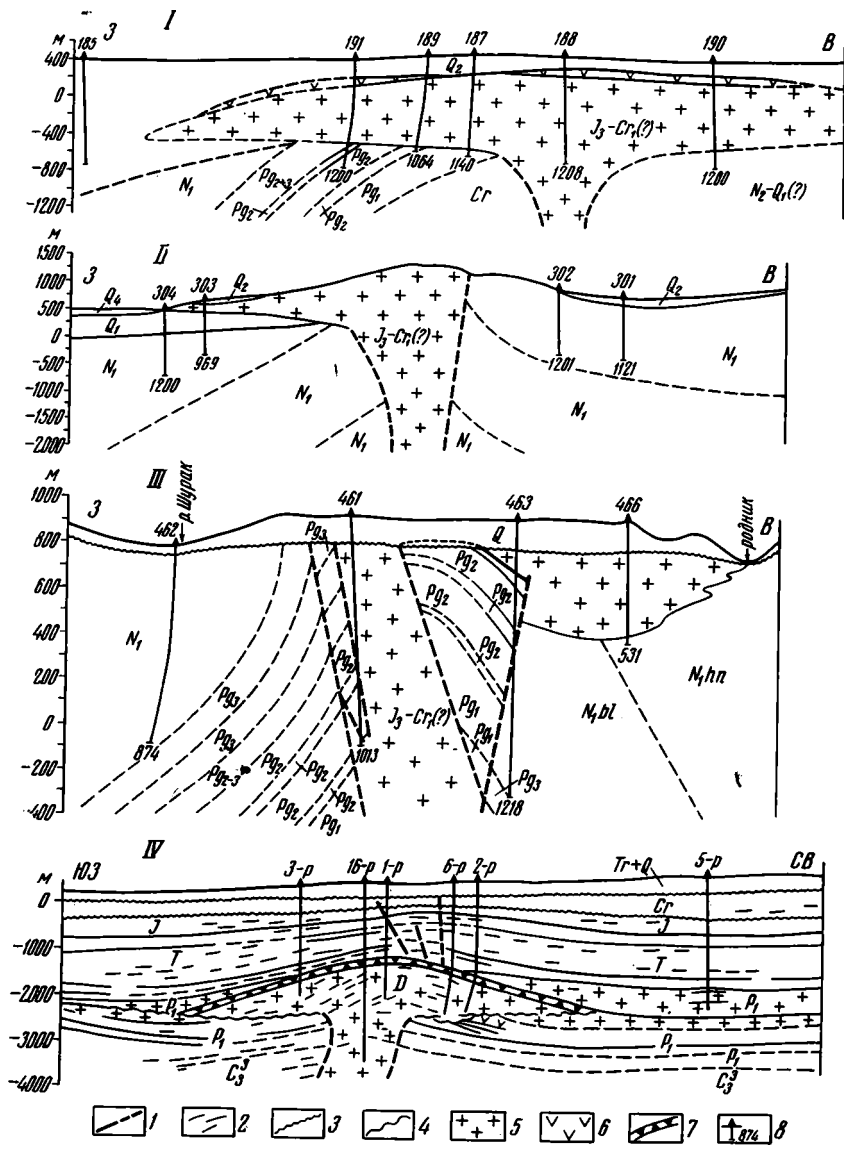


Рис. 3. Геологические профили через соляные структуры

I — III Афгано-Таджикская впадина (Кулябская мегасинклиналь): I — Саят; II — Ходжамумын; III — Южный Пушион; IV — Днепровско-Донецкая впадина; Машевская структура. 1 — разрывные нарушения; 2 — отражающие сейсмические площадки; 3 — линии перерывов и несогласий; 4 — граница девонской соли; 5 — каменная соль; 6 — гипсы и ангидриты; 7 — брекчия; 8 — скважины; цифры обозначают глубину забоя

Морфологический тип этих соляных структур имеет следующие специфические признаки: высокий (несколько километров) и узкий соляной шток, прорезающий по зоне разрывного нарушения всю толщу надсолевых отложений; грибообразная форма верхней части соляного массива, выведенной на поверхность или находящейся на небольшой глубине; относительно небольшая (десятки метров) мощность кепрока, сложенного преимущественно гипсом и ангидритом (рис. 3).

Выходящие на поверхность соляные массивы часто бывают выражены в рельефе местности крупными куполообразными поднятиями. Одним из таких поднятий является, например, соляная гора Ходжамумын, занимающая площадь 55 км² и возвышающаяся над речной долиной на 870 м. Образование соляными выходами положительных

форм рельефа отмечается также в других засушливых районах (Иран, побережье Красного моря) и объясняется, с одной стороны, климатическими особенностями местности, а с другой — продолжающимся интенсивным ростом соляных куполов.

Своеобразная грибовидная форма верхней части соляного массива сформировалась, по-видимому, за счет растекания соли в местах выхода ее на поверхность. Это явление описано для соляных куполов Ирана Дж. Лийсом (1933) под названием «соляных глетчеров». Интересно отметить, что характерная грибовидная форма приповерхностной части соляных массивов отмечается и в других солянокупольных областях, в частности в Днепровско-Донецкой впадине (Кореневский и др., 1964 см. рис. 3).

О СОВРЕМЕННОМ СТРУКТУРНОМ ПЛАНЕ ПОДСОЛЕВЫХ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АФГАНО-ТАДЖИКСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В связи с большой глубиной залегания подсолевого комплекса верхнеюрских отложений в Афгано-Таджикской впадине (как правило, более 4—5 км) единственным источником информации об их строении являются геофизические данные. Обработка гравитационного поля впадины позволила произвести схематическое тектоническое районирование подсолевых отложений и выделить структурные элементы четырех порядков (Белеловский, 1964, 1965). В современном структурном плане подсолевых отложений, как и надсолевых, были выделены три крупных геоструктурных элемента: Сурхандарьинская и Кулябская мегасинклинали и Вахш-Кафирниганская мегантиклиналь. Каждой из синклиналий и антиклинальных зон в составе этих мегаструктур соответствует аналогичная по знаку дислокация в подсолевых верхнеюрских отложениях. Границы указанных крупных структур по надсолевым и подсолевым отложениям в ряде случаев несколько не совпадают в плане, что можно объяснить наклоном ограничивающих их разрывов. Более мелкие структурные элементы, выделяющиеся по надсолевым отложениям в составе складчатых зон, часто не находят, по-видимому, прямого отражения в строении подсолевой толщи, дислоцированной в меньшей степени. Поэтому детальное районирование обоих комплексов отложений существенно различается.

Предполагаемые в подсолевых отложениях структурные элементы типа крупных поднятий и прогибов вытянуты в субмеридиональном направлении на 80—100 км в пределах Сурханской синклиналий и Обигармской антиклинальной зон и до 200 км в пределах Кафирниганской антиклинальной зоны. Ширина этих элементов ориентировочно определена в 10—30 км, амплитуда 1—2 км.

Локальные дисгармоничные складки, осложняющие, как правило, антиклинальные системы, но также встречающиеся и самостоятельно, являются, по-видимому, брахиформными антиклиналями и синклиналиями. Ожидаемые размеры их по подсолевым отложениям колеблются в интервале от 10 до 35 км в длину и от 5 до 15 км в поперечнике, амплитуда — до 1 км.

Результаты изучения гравиметрическими методами дисгармоничных подсолевых поднятий позволяют предположить тесную взаимосвязь в пространстве и времени структур подсолевого и надсолевого комплексов отложений, хотя закономерности такой связи и носят сложный характер. Логично допустить, что симметричное расположение надсолевых складок определяется симметричной формой подсолевого поднятия и наоборот. Возможные соотношения дисгармоничных структур в плане были описаны ранее (Белеловский, 1965), а в разрезе показаны в упрощенном виде на рис. 4. При построении было сделано допущение, что горизонт

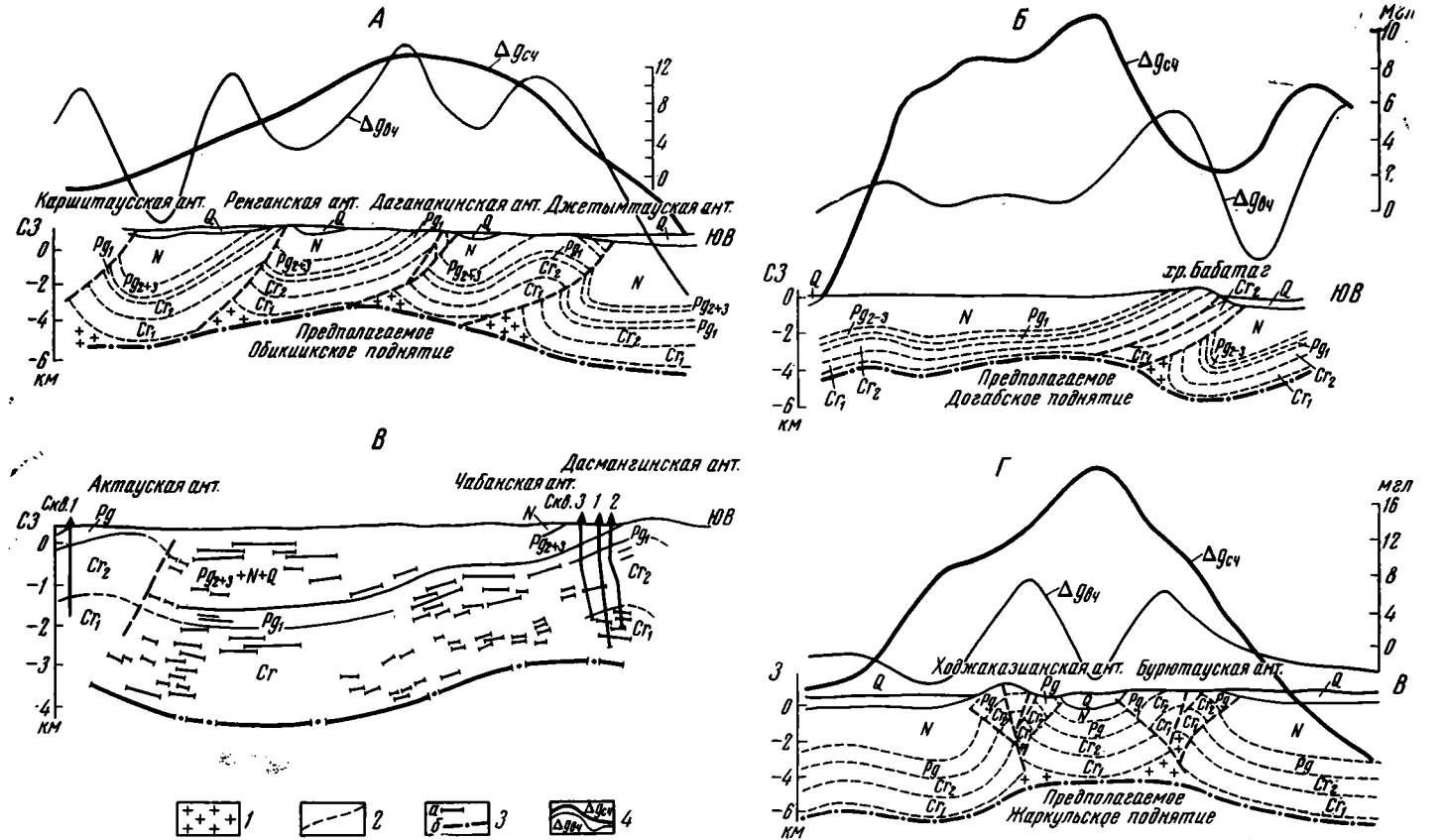


Рис. 4. Геолого-геофизические профили через соляные структуры Афгано-Таджикской впадины (А, Б, Г — по данным гравиразведки; В — по данным сейсморазведки)
 1 — соль; 2 — разрывные нарушения; 3 — отражающие границы; 4 — предполагаемая поверхность верхнеюрских подсолевых отложений (б); 4 — составляющие аномального гравитационного поля; высокочастотная ($\Delta g_{сч}$) и среднечастотная ($\Delta g_{вч}$)

дисгармонии приурочен лишь к гаурдакской свите. В действительности же, как уже упоминалось, дисгармония может быть обусловлена не только верхнеюрскими соляно-гипсовыми отложениями, но и некоторыми другими пластичными образованиями, в частности солями и глинами нижнего мела.

Представление о несоответствии подсолевого и надсолевого структурных планов подтверждается не только гравиметрическими данными, но и результатами сейсморазведки, имеющимися пока в небольшом объеме. Так, на профиле МОВ—МРНП (рис. 4), любезно представленном Р. Х. Сайфи, видно, что «подсолевое» поднятие смещено к западу от антиклинали Дасманага, причем его свод приурочен к синклиналию Чабанской. Для окончательного суждения по данному вопросу требуется постановка глубокого бурения.

Вероятность приведенных структурных соотношений основана не только на результатах интерпретации геолого-геофизических материалов, но и на аналогии со сходными солянокупольными регионами, в частности Месопотамским прогибом (юго-западный Иран), Днепровско-Донецкой впадиной и Предкарпатским прогибом (Румыния), в которых существование крупных подсолевых дисгармоничных поднятий доказано бурением и сейсморазведкой (Косыгин, 1960; Слинджер, Кричтон, 1961).

ВЫВОДЫ

1. Наиболее интенсивное развитие процессов соляной тектоники приурочено к новейшим прогибам (Кулябская мегасинклиналь, Карлюкский прогиб), унаследовано развивающимся с доальпийского времени.

2. Крупные соляные дислокации, прорывающие полностью или частично меловые и кайнозойские отложения, обычно расположены на пересечении осей субмеридионально простирающихся альпийских антиклинальных зон или сопровождающих последние разрывных нарушений с субширотными разрывами доальпийского заложения.

3. Соленосные отложения в мегантиклинали юго-западного Гиссара выделяются в разрезе верхней юры (гаурдакская свита) и нижнего мела (альмурадская свита); аналогичная стратиграфическая приуроченность соленосных толщ предполагается и в Афгано-Таджикской впадине.

Литература

- Ахмедзянов Ф. У., Иванчук П. П. О происхождении соляного тела Ходжа-Музын. Нефтегазовая геология и геофизика; текущая информация, 1966.
- Бабаяев А. Г., Лебзин Е. В. О структурно-геологическом районировании мезозойских образований Западного Узбекистана в связи с нефтегазоносностью. Сов. геология, № 6, 1960.
- Белеловский М. Л. Некоторые черты глубинной тектоники Таджикской депрессии по геофизическим данным. В сб. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня», Изд-во «Наука», М., 1964.
- Белеловский М. Л. Тектоническое районирование подсолевого структурного этажа Афгано-Таджикской впадины (по геофизическим данным). В сб. «Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана», вып. 1, Изд-во «Ирфон», Душанбе, 1965.
- Белеловский М. Л., Кулагин В. К. О современной структуре поверхности до-мезозойского фундамента Афгано-Таджикской впадины по материалам гравиразведки и сейсмологии. Изв. АН ТаджССР, отд. физ.-мат., геол., хим. наук, вып. 3(25), Изд-во «Дониш», Душанбе, 1967.
- Бергман А. Г. Соляные месторождения юго-западного Таджикистана. В сб. «Минеральные богатства Средней Азии», Тр. Тадж.-Памир. эксп., вып. 24, 1935.
- Борисов А. А., Рыманов В. М. О геологической интерпретации магнитных аномалий юга Средней Азии. Докл. АН СССР, т. 133, № 6, 1960.
- Борнеман Б. А., Губин И. Е., Луппов Н. П., Овчинников С. К., Чихачев П. К. Соляные месторождения юго-западного Таджикистана (материалы к геологии). Тр. Тадж.-Памир. эксп., вып. 24, 1935.

- Бурачек А. Р. Третичные континентальные отложения юго-западного Таджикистана. Тр. Тадж.-Памир. эксп., ОНТИ, вып. 4, 1934.
- Гарецкий Р. Г., Юревич А. Л. К вопросу о происхождении Репетекской и Байрамалийской зон соляных антиклиналей в юго-восточной Туркмении. Докл. АН СССР, т. 158, № 3, 1964.
- Горбатов В. Г. К вопросу о соляной тектонике юго-западного Таджикистана, Докл. АН ТаджССР, т. III, № 5, 1960.
- Грищенко Ю. А., Жданов Л. Я. Новые данные о тектонике Бешкентского прогиба и смежных областей. В кн. «Тектоника Туркмении и сопредельных территорий». Изд-во «Наука», М., 1966.
- Губин И. Е. О некоторых чертах геологического строения Южного Таджикистана. Изв. Тадж. фил. АН СССР, № 2 (геология), 1943.
- Дикенштейн Г. Х. (ред.). Нефтяные и газовые месторождения Средней Азии. Изд-во «Недра», М., 1965.
- Захаров С. А. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геол. АН ТаджССР, т. V (геология), 1962.
- Захаров С. А. Спорные вопросы тектогенеза на примере тектоники Таджикской депрессии. Геотектоника, № 3, 1967.
- Здорик Б. М. Таджикистанский фосфоритоносный комплекс. Удобрение и урожай, № 6, 1930.
- Кореневский С. М., Бобров В. П., Галицкий И. В., Хрущев Д. П. Калиеносность галогенных отложений Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Литол. и полезн. ископ., № 3, 1964.
- Косыгин Ю. А. Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 29, 1960.
- Лийс Дж. Соль. Вопросы осаждения и деформации. В сб. «Современное положение о соляных куполах», Под ред. М. Мильштейна. Гостоптехиздат, Л.-М., 1933.
- Мирошниченко В. П. Общая характеристика Гаурдак-Кугитангского района. В кн. «Геология СССР», т. 22, «Туркменская ССР», ч. 1, Госгеолтехиздат, М., 1957.
- Петров Н. П. Некоторые особенности тектоники Гаурдак-Кугитангского района, связанные с наличием соляной толщи. В кн. «Геология СССР», т. 22, «Туркменская ССР», ч. 1, Госгеолтехиздат, М., 1957.
- Седлецкий В. И. Особенности проявления соляной тектоники в Гаурдак-Кугитангском районе. В кн. «Тектоника Туркмении и сопредельных территорий». Изд-во «Наука», 1966.
- Слинджер Ф. К., Кричтон Д. Г. Геологическое строение и история разведки и разработки месторождения Гачсаран в Юго-Западном Иране. V. Международный нефтяной конгресс, т. 1, геология и геофизика, Гостоптехиздат, 1961.
- Симаков С. Н., Туаев Н. П. Верхне-Амударьинская нефтегазоносная область. Сов. геология, № 2, 1966.
- Солун В. И. Тектоническое строение Ях-Суйской депрессии. Изв. АН ТаджССР, отд. геол. хим. наук, вып. 2 (26), 1958.
- Сюндюков А. З. О природе выходов соленосной юры в Кулябском районе юго-западного Таджикистана, Докл. АН СССР, т. 97, № 4, 1954.
- Туаев Н. П. Проблема соляной тектоники и нефтеносность соляных структур южной нефтеносной области Средней Азии. В кн. «Материалы по геологии Средней Азии», вып. 6, Ташкент, 1936.
- Херасков Н. П. Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых прилежащих к нему районов. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., вып. 3—4, 10, 1932.
- Чихачев С. М. О природе выходов соленосной юры в Кулябском районе юго-западного Таджикистана. Докл. АН СССР, т. 15, № 3, 1949.
- Rorol S. A., Tromps S. W. The stratigraphy and main structural features of Afghanistan. I Koninkl. Nederl. Akad. van. Wetenschapen, Amst. Rep. Proc. Ser. B, v. 57, No. 3, 1954.

Ростовский на-Дону
государственный университет

Статья поступила
4 февраля 1969 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.243.3+551.71(470.21/25)

Л. Н. КУКЛЕЯ

ПРИМЕР НАЛОЖЕНИЯ СКЛАДЧАТОСТЕЙ В БЕЛОМОРСКОМ КОМПЛЕКСЕ
(КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Вопрос о структуре беломорского комплекса архея является сейчас предметом оживленных дискуссий. Н. Г. Судовиков (1939) и Д. Т. Мишарев (1960) отметили, что в беломоридах развиты складки двух взаимно поперечных простираций, северо-западного и северо-восточного, образование которых они связывали с двумя различными эпохами тектогенеза. Другие исследователи (Калафати, 1960; Горлов, 1960, 1967; Маккиевский, 1962; Дук, 1967) более склонны считать структуру беломорид образовавшейся в одну эпоху складкообразования. Появление складок разных простираций они объясняют либо большой неоднородностью деформаций (Горлов, 1967; Шуркин и др., 1962; Дук, 1967), либо ундуляцией шарниров (Маккиевский, 1962). Несмотря на значительные расхождения во взглядах на характер структуры и историю ее формирования, во всех стмеченных работах структура беломорского комплекса описывается как относительно простая, состоящая из крупных прямых или наклонных открытых складок.

Представление о характере структуры беломорского комплекса в корне изменилось в результате работ, проведенных в последние годы сотрудниками Института физики Земли АН СССР (Эз, 1967, 2; Куклей, 1968). Было выявлено широкое развитие счепов тесно сжатых, практически изоклиналиных, часто лежащих складок, осложненных обильными разрывами. Оказалось, что хорошо известные открытые складки различных простираций являются наложенными на более раннюю изоклиналиную складчатость. Благодаря высокой степени сжатости ранние складки обычно остаются незамеченными, что и приводит к представлению о сравнительно простой структуре.

Яркий пример структуры, представляющей на первый взгляд пологой простой синклиналиной складкой (кстати сказать, прекрасно вырисовывающейся на аэрофотоснимках), а после детального изучения оказывающейся весьма сложной, отражающей наложение складок разного стиля и плана, обнаружен нами на юго-западном склоне горы Каменистой, в нескольких километрах к юго-востоку от поселка Риколатва (юго-западная часть Кольского полуострова). Этот участок сложен различными по составу тонкополосчатыми амфиболитами, обрамленными с запада, юга и востока сильно мигматизированными и гранитизированными амфибол-биотитовыми плагиогнейсами (рис. 1). Имеются также небольшие тела ультраосновных пород, габбро и пегматитовые жилы небольшой мощности. В средней части разреза амфиболитовой пачки, мощность которой непостоянна вследствие интенсивных тектонических деформаций, расположен слой мелкозернистых светло-розовых биотитовых гнейсов мощностью 15—20 м. Хорошая обнаженность позволила проследить его по простираению и обнаружить все складки, в которые он изогнут вместе с вмещающими его полосчатыми амфиболитами.

Основу структуры образует тесно сжатая изоклиналиная синформная складка, прослеженная в длину на расстояние более 3 км и имеющая в южной части ширину по гнейсовому прослою около 350 м. При движении к северу складка становится значительно уже. Амплитудой видимой части складки составляет более 500 м. Оба ее крыла и осевая поверхность почти параллельны между собой на всем протяжении складки.

Эта узкая и длинная складка сама еще дважды была изогнута в складки в результате более поздних деформаций (рис. 1 и 2). В южной части участка складка почти лежащая и опрокинута на восток с падением крыльев и осевой поверхности на запад под углом 20—30°, шарнир ее погружается на северо-северо-запад. В центральной части участка осевая поверхность этой изоклиналиной складки делает два изгиба с образованием смежных антиформы и синформы второй генерации. В видимом срезе, судя по конфигурации выхода маркирующего прослоя гнейсов, эти складки асимметричны и

меняют свою форму вдоль их осей. Осевые поверхности их почти параллельны и падают к северо-западу под углом $70-80^\circ$, т. е. складки почти прямые. Шарниры их погружаются к северо-востоку под углом $25-35^\circ$, поэтому в дальнейшем мы будем называть эти складки северо-восточными. Из-за того, что крылья ранней складки почти парал-

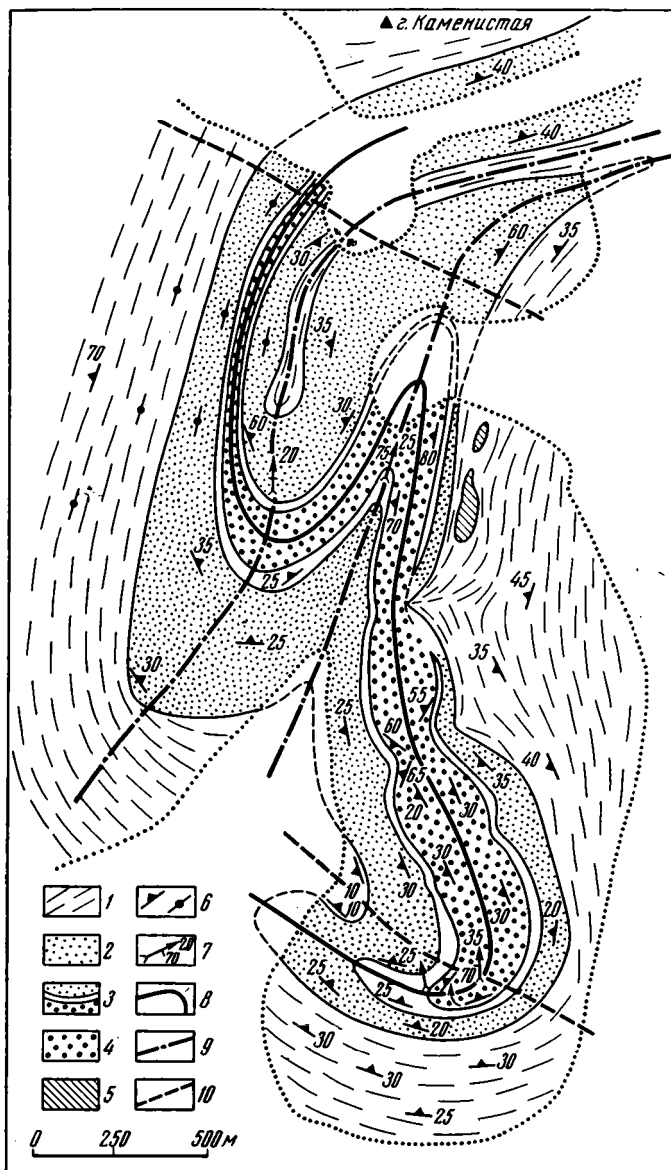


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Каменногогорского участка

1 — гранито-гнейсы; 2 — тонкополосчатый амфиболит; 3 — прослой мелкозернистого биотитового гнейса среди амфиболитов; 4 — тонкополосчатый амфиболит; 5 — габбро; 6 — наклонное и вертикальное залегание полосчатости и сланцеватости; 7 — направление и углы падения шарниров складок и шарниров и осевых поверхностей складок; осевые поверхности складок: 8 — первой генерации; 9 — второй генерации; 10 — третьей генерации

лельны, а сама складка близка по форме к лежащей, различие в залегании пород в разных крыльях ранней складки почти не оказывает влияния на характер погружения шарниров более поздних северо-восточных антиформы и синформы. Т. е., по отношению к этим северо-восточным складкам ранняя синформа выступает как пластина с почти параллельными границами. Амплитуда северо-восточных складок не превышает 200 м, расстояние между их осевыми поверхностями составляет около 400 м.

Кроме северо-восточных складок на раннюю синформную складку наложились еще складки с северо-западным и субширотным простиранием осевых поверхностей, т. е. складки третьей генерации. На описываемом участке можно видеть два сравнительно крупных изгиба и несколько более мелких складок этой генерации. Крупная северо-за-

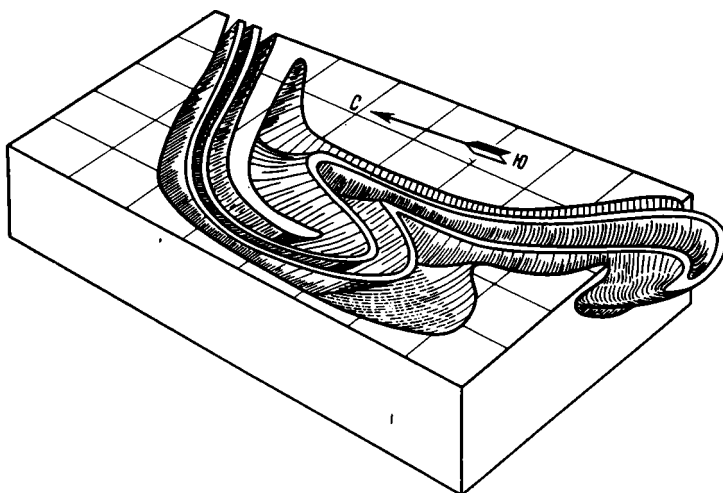


Рис. 2. Блок-диаграмма Каменистогорского участка. Верхняя и нижняя пакки амфиболитов «вынуты» из вмещающих их гнейсов.
Составил Б. И. Кузнецов

падная складка обнаруживается в южной части участка, вблизи замка ранней синформы. Здесь эта синформа близка к лежачей, и слои полого падают на запад. В общем меридиональное простирание слоев осложнено хорошо видимой синформной складкой с широким дном и пологим падением шарнира к северо-западу. Складка фиксируется резким изменением меридионального простирания слоев на широтное и подворотом целиком всего замка ранней узкой лежачей синформы. Здесь складка третьей генерации наложена лишь на самую раннюю из видимых складок. Вторая такая же складка, расположенная в северной части участка, накладывается также и на складки второй генерации. Здесь простирание слоев меняется почти на 90° , ось симметрии этого изгиба проходит с юго-востока на северо-запад. При этом в северо-западную складку оказалась изогнута как самая ранняя синформа, которая имеет здесь форму прямой складки с вертикально стоящими крыльями, так и более поздние северо-восточные синформа и антиформа. Об этой складке третьей генерации нельзя даже сказать, какая она — синформная или антиформная, поскольку изогнутые в эту складку поверхности в разных частях замка имеют противоположное направление падения.

Рассмотренный пример показывает, что история тектонических деформаций беломорского комплекса достаточно сложна. Кроме давно известных северо-западных и северо-восточных прямых или наклонных складок имеются более ранние изоклинные складки с деформированными осевыми поверхностями и шарнирами, которые при картировании или пропускаются или не учитываются из-за большой степени сжатости. Однако выявление этих ранних структур приобретает первостепенное значение при решении вопроса о последовательности залегания стратиграфических подразделений и при выяснении истории тектонического развития.

Литература

- Горлов М. В. О поперечной складчатости архея северо-западного Беломорья. Тр. лабор. геол. докембрия, АН СССР, вып. 11, 1960.
- Горлов М. В. Структура Беломорид. Изд-во «Наука», 1967.
- Дук В. Л. Складки зоны ультраметаморфизма. Изд-во «Наука», 1967.
- Калафати Л. В. Закономерности распределения пегматитов юго-запада Кольского полуострова на основе стратиграфического расчленения беломорской толщи. В кн. «Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ова», вып. 2, Изд-во АН СССР, 1960.
- Куклей Л. Н. О неоднократных проявлениях тектонических деформаций беломорских гнейсов, выявленных при изучении внутренней структуры Риколатвинской складки. Геотектоника, № 5, 1968.
- Макиевский С. И. Основные закономерности размещения слюдonoсных пегматитов в Ениском и Стрельнинском районах на Кольском полуострове. В кн. «Магматические образования Кольского полуострова». Изд-во АН СССР, 1962.

- Мишарев Д. Т., Амеландов А. С., Захарченко А. И., Смирнова В. С. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность северо-западного Беломорья. Тр. Всес. геол. ин-та. Нов. сер., т. 31, 1960.
- Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии Западного Беломорья. Тр. Ленингр. геол. упр., вып. 19а, Госгеолиздат, 1939.
- Шуркин К. А., Горлов М. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Тр. лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 14, 1962.
- Эз В. В. О роли изоклинальной складчатости в структуре беломорид. Геотектоника, № 3, 1967.
- Эз В. В. Особенности методики изучения структуры высокометаморфизованных комплексов. Сов. геология, № 11, 1967.

Институт физики Земли
АН СССР

Статья поступила
22 января 1969 г.

УДК 551.24(470.6)

Ю. Я. ПОТАПЕНКО, В. И. ОГОРОДНИКОВА

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА СЕВЕРНОГО КAVКАЗА В РАЙОНЕ МЕЖДУРЕЧЬЯ КУБАНИ И БАКСАНА

Район междуречья Кубани и Баксана относится к структурной зоне Северо-Кавказской моноклинали, представляющей собой южную часть эпигерцинской Скифской плиты (по М. В. Муратову). В пределах моноклинали почти повсеместно обнажены полого залегающие породы осадочного чехла, лишь в ее восточной части по глубоким долинам рек Кубани, Баксана, Малки и Чегема вскрыт складчатый фундамент. Додевонские метаморфические породы фундамента по Северному разлому контактируют со средне- и верхнепалеозойскими толщами зоны Передового хребта (рисунок).

В период 1950—1967 гг. в этом районе рядом организаций (Северо-Кавказское геологическое управление, Кисловодское курортное управление, Территориальная геологическая экспедиция) пробурено большое количество скважин, достигших фундамента. Обработана и опубликована лишь незначительная часть кернового материала — по скважинам Курортного управления, вскрывшим граниты в районе г. Кисловодска (Соболев и др., 1959). Новые данные о стратиграфии додевонских отложений р. Малки (Кизевальтер, 1960, Красивская, 1961; Потапенко, 1966; Потапенко и др., 1965, 1966; Тимофеев, 1962) и пересмотр на этой основе материалов бурения позволяют уточнить существующие представления о геологическом строении фундамента Северо-Кавказской моноклинали.

Подтверждается наличие в структуре фундамента двух глубоко эродированных антиклинорий — Бечасынского и Черкесско-Кисловодского, разделенных Хасаутским синклинорием (Муратов, 1948; Кизевальтер, 1964). Простирание этих структур субширотное.

Антиклинории сложены протерозойскими метаморфическими сланцами хасаутской и чегемской серий и прорваны позднепалеозойскими гранитами малкинского типа. Южное крыло Черкесско-Кисловодского антиклинория намечается, судя по керну скважин, в нескольких километрах к югу от Кисловодска, северное крыло пока не установлено. Ранее предполагалось (Кизевальтер, 1960), что Бечасынский антиклинорий представляет собой опрокинутую на север антиклинальную структуру, в ядре которой обнажается чегемская серия, а в северном опрокинутом крыле — хасаутская серия. Детальное картирование и структурные наблюдения, проведенные Ю. Я. Потапенко, показали, что центральное положение в Бечасынском антиклинории занимает Мушта-Малкинская антиклиналь, сложенная сланцами хасаутской серии. К северу от пологого свода складки углы падения пород довольно быстро увеличиваются до 40—70°. Более широкое южное крыло антиклинали прорвано интрузией гранитоз. К югу от интрузивного массива породы хасаутской серии, имеющие падение на юг под углом 40—50°, согласно перекрываются породами чегемской серии. Судя по узору асимметричных складок высшего порядка, стратиграфические взаимоотношения хасаутской и чегемской серий являются нормальными.

Хасаутский синклинорий сложен осадочными породами урлешской и лахранской свит древнего палеозоя. К оси его приурочен массив серпентинитов и гипотетический Срединный разлом, к которому тяготеют зоны дейасового магматизма. Углы падения пород на южном крыле синклинория варьируют от 40 до 85°, на северном (в керне

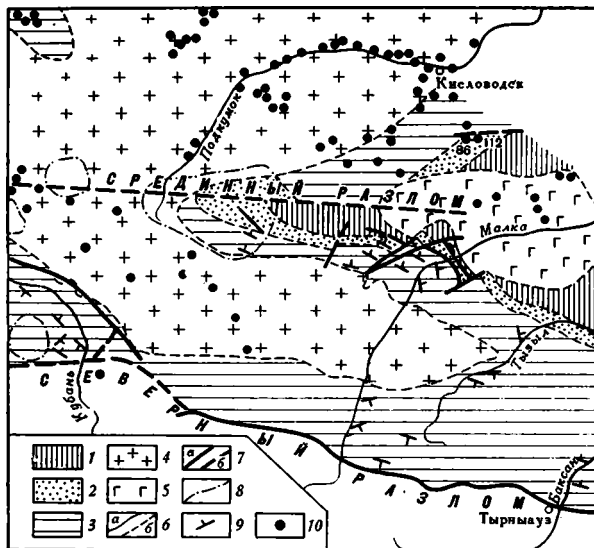
скважин) составляют не менее 45°. Шарнир синклиниория воздымается к западу, вследствие чего на меридиане р. Эшкакона происходит центриклинальное замыкание структуры. Южный борт Хасаутского синклиниория в районе рек Малки и Хасаута нарушен серией послесилурийских ступенчатых сбросов северо-восточного простирания.

С учетом уточненных соотношений древних свит фундамента Северо-Кавказской моноклинали их разрез (снизу вверх) представляется в следующем виде: хасаутская и чегемская серии (верхний протерозой, по Тимофееву, 1962; Потапенко и др., 1965), урлешская свита (нижний — средний кембрий по Потапенко и др., 1965, 1966) и лахранская свита (верхний силур, по Герасимову, 1940; Кизевальтеру, 1963).

Хасаутская серия (3500 м) на северном крыле Бечасынского антиклиниория подразделена Ю. Я. Потапенко на муштинскую, малкинскую и шиджатмазскую свиты. Муш-

Схема строения фундамента Северного Кавказа в междуречье Кубани и Баксана

1 — лахранская свита (верхний силур); 2 — урлешская свита (нижний — средний карбон) 3 — хасаутская и чегемская серии неразделенные (протерозой); 4 — граниты; 5 — серпентиниты; 6 — границы стратиграфического и интрузивного контакта: а — достоверные, б — предполагаемые; 7 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 8 — контуры площадей юрского магматизма; 9 — элементы залегания пород; 10 — скважины, вскрывшие фундамент



тинская свита представлена биотито-кварцевыми сланцами, малкинская — чередованием серых сланцев, порфиридов (по лавам и туфам) и метаморфизованных конгломератов. Шиджатмазская свита сложена ритмичнослоистыми зелеными метатUFFитами (Потапенко, 1966). Аналогичные свиты выделяются на южном крыле Бечасынского антиклиниория по рекам Малке, Тызылу и Баксану. Породы хасаутской серии вскрыты также скважинами к югу от Кисловодска, в пределах Черкесско-Кисловодского антиклиниория, причем наиболее северное положение здесь занимают серые сланцы и порфириды малкинской свиты, сменяющиеся к югу, т. е. по направлению к оси Хасаутского синклиниория, зелеными сланцами шиджатмазской свиты (скв. 112).

Чегемская серия (2700 м) представлена преимущественно парасланцами, в значительной степени переработанными наложенными процессами натриевого метасоматоза. Выходы пород серии известны только на южном крыле Бечасынского антиклиниория (р. Кубань с притоками Даут и Худес, реки Малка, Баксан и Чегем).

Урлешская свита (1500 м) в естественных выходах наблюдается от р. Эшкакон на западе до р. Гедмыш (приток р. Малки) на востоке. Она несогласно с конгломератом в основании залегает на шиджатмазской свите хасаутской серии. Свита сложена плагиоклазово-кварцевыми песчаниками и по литологическим особенностям близка раннекембрийским морским молассовидным формациям Сибири (Потапенко и др., 1966). В 1967 г. породы урлешской свиты впервые установлены авторами под мезозойским покровом в 10 км к югу от г. Кисловодска. Скважинами № 86 и 112 (см. рисунок) по р. Ольховке перебурено соответственно 40 и 212 м песчаников урлешской свиты. В скв. № 112, как и в коренных выходах по р. Малке, песчаники подстилаются зелеными сланцами шиджатмазской свиты. Контакт между свитами имеет характер межформационного срыва.

Лахранская свита (670 м) представлена известняками с фауной лудловского яруса (Герасимов, 1940). Она обнажена только по р. Малке и ее притокам Уллу-Лахран, Четет-Лахран и Гедмыш, где со стратиграфическим перерывом (Потапенко и др., 1965, 1966) залегает на урлешской свите. Филиты, весьма похожие на силурийские, вскрыты пока лишь одной скважиной на р. Баксан; вероятно наличие силурийских пород и к югу от скв. № 86 и 112.

В целом геосинклинальные осадки протерозоя и морские молассы кембрия образуют формационный ряд, близкий во времени байкальскому геотектоническому циклу в по-

нимании Н. С. Шатского. Силурийские отложения характеризуют начальные стадии нового, герцинского, цикла (Кизевальтер, 1963).

Помимо додевонских метаморфических пород в строении фундамента моноклинали, как видно на рисунке, большую роль играют интрузивные образования: среднепалеозойские серпентиниты и позднепалеозойские гранитоиды. Серпентиниты слагают крупнейший на Северном Кавказе Малкинский массив, площадь предъюрского эрозионного среза которого составляет не менее 350 км². Еще большую площадь (свыше 2000 км²) занимают гранитоиды. Ранее (Соболев и др., 1959) намечалось два изолированных массива гранитоидов: южный Тызыло-Малкинский и северный Кисловодско-Эшкаконский. Бурением установлено, что южный массив продолжается на северо-западе и на меридиане р. Эшкакона соединяется с северным.

Совместное участие в складчатости и разрывных дислокациях силурийских и более древних отложений показывает, что байкальский комплекс осадков приобрел современный структурный план в результате герцинских тектонических движений.

Литература

- Герасимов А. П. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Малки и Кумы. Тр. ЦНИГРИ, вып. 123, 1940.
- Кизевальтер Д. С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа. В сб. «Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа». Ставрополь, 1960.
- Кизевальтер Д. С. Стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Северного Кавказа. Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 1, 1963.
- Кизевальтер Д. С. Герцинская структура Большого Кавказа и ее роль в развитии его альпийского орогенеза. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов, 1964.
- Красивская И. С. Новые данные по стратиграфии метаморфических сланцев среднего течения Малки. Докл. АН СССР, т. 138, № 4, 1961.
- Муратов М. В. Очерк геологического строения северного склона Кавказа (в районе к югу от Кавказских Минеральных Вод). Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. XXIII, 1948.
- Потапенко Ю. Я. К литологии докембрийской толщи вулканокластических пород руч. Шиджатмаз. Литол. и полезн. ископ., № 6, 1966.
- Потапенко Ю. Я., Момот С. П. Новые данные о кембрийских отложениях Северного Кавказа. Докл. АН СССР, т. 164, № 3, 1965.
- Потапенко Ю. Я., Момот С. П. О литологии и возрасте урлешской свиты Северного Приэльбрусья. Сов. геология, № 4, 1966.
- Соболев Н. Д., Лебедев-Зиновьев А. А., Назарова А. С., Виллюнова Л. П., Баталов Ш. С., Брылина О. М., Афанасьева Л. К. Неогеновые интрузивы и домезозойский фундамент района Кавказских Минеральных вод. Госгеотехиздат, 1959.
- Гимомеев Б. В. О возрасте древних осадочных свит Северного Приэльбрусья. Докл. АН СССР, т. 144, № 1, 1962.

Северо-Кавказское геологическое управление
г. Ессентуки

Статья поступила
9 декабря 1968 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24(545.11.3)

Г. С. ПОРШНЯКОВ

О ПРОБЛЕМАХ ТЕКТОНИКИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

(Ответ на критические статьи Д. П. Резвого, 1969 г.)

В январе 1969 г. в журналах «Геотектоника» и «Геология и разведка» появились близкие по содержанию статьи Д. П. Резвого, в которых дается критическое рассмотрение разработанной мною, при участии ряда молодых геологов, схемы тектоники и истории формирования герцинских структур Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. По мнению Д. П. Резвого, предложенное нами тектоническое районирование неверно, неверна интерпретация истории геологического развития и это «может привести не только к теоретическим ошибкам, но и к серьезным практическим недоразумениям».

Расхождения в представлениях о тектонике Алайского региона между нами и Д. П. Резвым действительно велики и касаются прежде всего роли горизонтальных движений при формировании тектонических структур этой области. Изучение этих структур в течение последних 15 лет методом составления детальных геологических разрезов с фаунистической документацией каждой пачки слоев и методом детальных съемок позволило показать широкое распространение в этом районе надвигов и тектонических покровов. Оказалось, что на известняках и песчаниках нижнего или среднего карбона здесь на значительных площадях залегают граптолитовые сланцы силура, песчаники или известняки девона. Амплитуды тектонических перекрытий в некоторых местах достигают 12 км и, весьма вероятно, превышают эту цифру.

Тектонические представления Д. П. Резвого сложились в процессе среднемасштабных съемок, проводимых в 40-х — начале 50-х годов в системе БАГТа ускоренными темпами. Мне самому в конце 40-х годов приходилось участвовать в этих работах и я знаю, как трудно было разобраться в сложных герцинских структурах Алая при слишком высоких темпах исследований. Из-за недостатка фаунистических материалов геологам-съемщикам того времени часто приходилось определять возраст довольно мощных толщ по их соотношениям с породами, фаунистически охарактеризованными, по принципу: «если налегают, значит моложе», или в «ядрах антиклиналей обнажаются более древние породы» и т. п. Эти принципы вытекали из представлений о господстве вертикальных движений при образовании даже сложных структур, из представлений о невозможности существования крупных тектонических покровов. Вполне естественно, что съемки того времени и не могли вскрыть покровного строения многих районов Южного Тянь-Шаня и, напротив того, послужили как бы «обоснованием» позиций тектонического «фиксизма», последовательным и даже иногда воинственным сторонником которого становится Д. П. Резвой (1959—1969).

С тех пор со снежных вершин Алая утекло много воды. Детально закартированы крупные надвиговые и покровные структуры, выявлено их региональное распространение, время и последовательность образования, связь с крупными складчатыми формами. Геологи, ведущие теперь исследования в Алае, уже хорошо знают, что в обстановке покровной тектоники особенно важно стремиться к палеонтологической документации возраста каждой картируемой единицы, что в ядрах антиклиналей под надвигами часто можно встретить относительно более молодые породы, а в ядрах синклиналиальных складок — экзотические массы более древних пород. На геологических картах уже исправлены в основном ошибки мелкомасштабных съемок и о них можно было бы и не говорить, если бы Д. П. Резвой (1969, 2) не продолжал настаивать на определении форм тектонических структур по относительному возрасту пород ядра и крыльев, если бы он не настаивал на отсутствии региональных надвигов и покровов в Алае и если бы те же позиции не защищались еще рядом крупных геологов старшего поколения.

Напомним же типичные ошибки, связанные с указанными позициями.

1. На междуречье Исфайрам-Гезарт, там, где погружаются шарниры складок Андыгенско-Кичикалайского антиклинория, рисовалось большое (15×20 км) поле развития терригенных пород верхнего палеозоя (C_{2-3} и C_3), согласно налегающих на известняки среднего карбона, венчающие в свою очередь мощную известняково-доломитовую толщу среднего палеозоя. Д. П. Резвой (1959) помещал здесь свою Исфайрамскую синклиналичную зону. Теперь мы знаем, что этот «верхний карбон» представляет граптолитовыми сланцами и песчаниками, среди которых можно выделить все ярусы силура. Знаем, что они действительно имеют в общем синклиналичную структуру (Замалетдинов и др., 1968). Нимало не смущаясь, Д. П. Резвой превращает теперь эту зону в грибообразную антиклиналь на тонкой ножке.

2. В районе кишлака Дараут-Курган на южном склоне Алая на карте, составленной под редакцией Д. П. Резвого, изображалось довольно крупное (25×6 км) поле выходов пород верхнего карбона, налегающих на известняки девона и образующих ядро синклиналичной складки. В 1961 г. В. И. Котельников установил, что вместо верхнего карбона здесь присутствуют граптолитовые сланцы силура, на которые налегает пачка кремнистых сланцев неясного возраста, перекрытая известняками нижнего карбона.

3. На северном склоне Туркестанского хребта, на левобережье р. Аксу в ее верховьях на тектонической схеме Д. П. Резвого (1959, рис. 44) показана довольно крупная антиклиналичная складка. На геологических картах, составленных под его редакцией, видно, что в ядре складки обнажаются терригенные толщи лудлоу, образующие полосу выходов до 3 км вкост простираения и более 20 км по простираению. Эти толщи перекрыты на крыльях антиклинали и на восточном ее погружении известняками девона и нижнего карбона. В 1962 г. Г. С. Бисэк доказал фаунистически, что верхняя часть «лудловских» терригенных толщ принадлежит среднему карбону, на который надвинуты карбонатные толщи девона — нижнего карбона, развитые на крыльях антиклинали. Общая же структура здесь действительно выпуклая, антиклиналичная. Следовательно, определять возраст пород по принципу: «подстилают, значит древнее» — опасно. Очевидно, в ядрах антиклиналей можно встретить и более молодые породы.

4. В восточной Алае между верховьями Гульчи и р. Кызылсу на картах Д. П. Резвого можно видеть широкую (до 15 км вкост простираения) полосу выходов верхнепалеозойских терригенных толщ. Эти толщи дерекрывают среднепалеозойские известняковые массивы р. Кашкасу и гор Кульгеджиле, имеющие антиклиналичное строение (Большая Талдыкская антиклиналь Д. П. Резвого), и содержат фораминиферы среднего и верхнего карбона. Мощностъ только нижней половины среднего карбона оценивалась здесь цифрами 1500—3000 м. Изучение разрезов этой толщи, выполненное А. В. Яговкиным (1969) и другими, показало, что нижняя ее часть отнесена к среднему карбону ошибочно. Она сложена граптолитовыми сланцами силура, на которые налегают тентакулитовые известняково-терригенные породы девона (до 800 м), выше лежат нижнекаменноугольные известняки с намяюрскими гонитатитами. На долю нижней половины среднего карбона приходится лишь первые десятки метров мощности и лишь более высокие горизонты карбона (C_{2m2} — C_3) достигают значительных мощностей. Как же быть теперь с налеганием этой толщи на известняки ядра Большой Талдыкской антиклинали? Почему эти соотношения оценивались ранее как нормальное налегание и Д. П. Резвой (1959) писал о них: «Известняки ядра к юго-западу и северо-востоку погружаются под песчаники и сланцы». Уж не присутствует ли здесь опять-таки надвиг, поверхность которого почти параллельна пластам окружающих пород и дислоцирована вместе с ними, надвиг того самого типа, за который нам так сильно достается в критических статьях Д. П. Резвого? Или, может быть, Большую Талдыкскую антиклиналь, которая действительно является крутой выпуклой структурой, нужно теперь рассматривать как синклиналичную, чтобы «интерпретация» структуры находилась «на достаточно высоком современном теоретическом урвне»?

5. На тектонической схеме Д. П. Резвого (1959) мы тщетно будем искать крупную антиклиналичную структуру, сложенную известняками девона и карбона и протянувшуюся от Кадамджа к Абшир-Мазару и далее (наш Каузанский антиклинорий), хотя на той же схеме изображены мелкие диагональные складки, развитые на ее крыльях, в аллохтонных толщах силура. Каузанский антиклинорий оказался включенным на этой схеме в «Катран-Алтынказыкский синклиналичный прогиб», а в тексте монографии отнесен к северному крылу «Баткен-Вуадильского антиклиналичного поднятия». Из последней статьи Д. П. Резвого (1969) мы узнаем, что Каузанский антиклинорий «в общем плане строения Южной Ферганы... выглядит, скорее, как отрицательный элемент региональной структуры». Но резко выпуклая, антиклиналичная форма этого «отрицательного элемента» настолько очевидна, что наш оппонент не находит ничего лучшего, как вовсе убрать со схемы крупнейшую антиклиналичную рудоносную структуру Южной Ферганы. В данном случае он забывает, что это может привести к серьезным практическим недоразумениям.

Приведенные примеры (а количество их можно было бы значительно увеличить) показывают, что попытки определять относительный возраст пород только по их пространственным взаимоотношениям или попытки определять форму структуры только по возрастным отношениям пород, без учета возможных тектонических покровов, ведут к грубым ошибкам. Эти примеры, взятые из различных частей Туркестано-Алая, показывают вместе с тем распространенность тектонических перекрытий в этом регионе.

Ошибки того же типа были допущены и в других районах Южного Тянь-Шаня. Так, в северо-восточной Фергане терригенно-вулканогенные толщи, залегающие в мульдах крупных синклиналей (Керейской, Тохтабекской) до последнего времени относились к намяру по их налеганию на известняки визе — намяра, развитые на крыльях этих синклиналей. Теперь ясно (работы В. Л. Клишевича, затем Г. С. Бискэ и др.), что это силурийско-девонские толщи или целые разрезы среднего палеозоя, надвинутые на вулканогенно-карбонатные отложения того же возраста и смятые вместе с ними.

В Джангджирском хребте терригенные и вулканогенные толщи, лежащие в ядре крупной синклинальной складки, относились до последнего времени к верхнему палеозою по налеганию на известняки нижнего карбона, обнажающиеся на крыльях этой синклинали. Теперь, после находок Г. Л. Бельговским и Э. А. Эктовой граптолитов «силура в нижней части терригенных толщ, а выше — кораллов девона, стало ясно, что в складке участвует дважды (если не трижды) повторенный разрез среднего палеозоя.

В центральных Кызылкумах до последнего времени известняковые массивы, залегающие под сланцами силура в горах Тамдытау и в южном Нуратау, относились к нижнему палеозою. Теперь (К. А. Набиев, С. А. Лутфуллаев, 1966 и др.) в них обнаружена фауна среднего палеозоя или даже ustanовлены относительно полные разрезы среднего палеозоя, включающие породы от нижнего девона до среднего карбона. Надвиговые структуры, подобные Алайским, очевидно, присутствуют и здесь.

Все эти ошибки однотипны и весьма характерны. Они вытекают не только из поверхностности или торопливости проведенных здесь ранее исследований, но и из наивной убежденности некоторых геологов в том, что тектонических покровов с поверхностями скольжения, почти параллельными пластам окружающих пород и дислоцированных вместе с этими породами, вообще быть не может, что региональные тектонические разрывы могут быть только крутопадающими, секущими, а резкие различия стратиграфических разрезов на их крыльях являются свидетельством «длительности их существования». Вся критика Д. П. Резвым наших тектонических схем целиком исходит именно из этих представлений. Его не смущает тот факт, что эти якобы «конседиментационные», «глубинные» разрывы имеют поверхности скольжения, почти параллельные пластам окружающих пород и что они круто падают только там, где столь же круто стоят и примыкающие к ним пласты, что они изгибаются вместе с ними. Это можно видеть почти на всех современных детальных геологических картах Алая. Как можно представить себе «глубинный» конседиментационный разлом, поверхность которого примерно параллельна или совпадает с поверхностью седиментации? Может быть, это надвиг или покров, развившийся из некогда существовавшего глубинного (краевого) разлома? Такая постановка вопроса вполне возможна, но именно вторая его половина будет требовать доказательств, тогда как надвиги и покровы можно наблюдать непосредственно.

Правильность или ошибочность любой тектонической гипотезы, нам кажется, должна проверяться сопоставлением ее с фактическими материалами, с геологическим строением местности, а не с представлениями ряда геологов, пусть даже весьма авторитетных. Д. П. Резвой (1969₁) для убедительности приводит целый список ведущих тектонистов, представления которых якобы противоречат наши смятые в складки надвиги и покровы. Оставим этот список на совести его составителя. Г. Д. Ажгирей (1966), по крайней мере, думает иначе. Но зачем же приписывать нам заодно полный отрыв надвигообразования от складчатости? Ведь даже названием группы самых ранних и самых крупных покровов мы старались показать тесную связь их со складчатостью. Эта группа разрывов названа «пластовыми надвигами и шарьяжами начала первых фаз складчатости» (Поршняков, 1968). В работе приводятся данные, указывающие, что зародыши некоторых складок (Коралловое ущелье, Карадаван) уже существовали во время образования надвигов и их своды несколько срезаны надвигающимися массами, но чаще мы видим, что поверхности надвигов сами смяты в складки и, следовательно, складкообразование в узком смысле слова следовало за надвигообразованием, и сразу за надвигообразованием, ибо перерыв в осадконакоплении, связанный с данной фазой тектогенеза, был обычно очень коротким, не выходящим за пределы части геологического века.

Допуская возможность гравитационного происхождения тектонических покровов Алая, Д. П. Резвой упускает из виду очень важный факт: поднятия, с которых, как можно было бы предполагать, происходило соскальзывание в обе стороны среднепалеозойских толщ, сами сложены породами того же возраста, но другого формационного типа. К тому же эти породы интенсивно смяты, часто круто поставлены. Гравитационный механизм в качестве основной причины горизонтальных движений в Алае не работает. Он может иметь только вспомогательное значение.

Мне трудно ответить на такие замечания Д. П. Резвого, как указания на «крайнюю механистичность» нашей концепции, на отсутствие в ней «попытки показать и объяснить механизм образования складок разного типа», на ее «полное несоответствие теоретическим основам современной геотектоники» и т. д. Эти замечания вряд ли способствуют выяснению истины.

Еще труднее мне говорить о том, что наша схема якобы «ни в какой мере не отвечает представлениям Н. М. Синицына». Проработав под руководством Н. М. Синицына 18 лет, я так много получил от него и в методическом и в теоретическом отношении, что не мыслю свою работу в отрыве от его исследований (В. Н. Огнев и др., 1951). Но мой учитель никогда не требовал слепого подчинения его идеям, учил нас детально ра-

ботать и опираться только на хорошо проверенные факты. Защита идей Н. М. Синицына, предпринятая Д. П. Резвым (1969₂) без анализа современных фактических материалов, глубоко противоречит всему духу свободных исследований, который воспитал в нас Н. М. Синицын.

Конкретных замечаний по фактическому материалу в критических статьях Д. П. Резвого очень немного.

Развитие синклинирных структур на месте сокращенных терригенных разрезов среднего палеозоя мне приписано самим Д. П. Резвым. Я никогда так не думал и не писал. Синклинирные структуры включают разные типы разрезов, чаще всего вулканогенные.

Ядерная часть нашего Андыгейско-Кичикалайского антиклинария в Сохском сечении отнюдь не является «синклиналильным элементом». Здесь присутствуют две антиклинали и разделяющая их синклинали (Таянская). Почему Д. П. Резвой позабыл про антиклинали — неясно. Может быть, потому, что северная из них перекрыта новейшими галечниками? Но ведь она открыта и западнее и восточнее! Отстаивая же свой Ходжаачканский антиклинорий, Д. П. Резвой упускает из виду, что значительная часть пород, залегающих в его ядре, принадлежит не силуру, как он в свое время полагал, а верхнему палеозою, и что горы Дауда имеют не антиклиналильную, а синклиналильную структуру (наши работы, работы Г. С. Бискэ, С. Н. Баногина, В. Б. Аверьянова и др.).

Южно-Катранский раннегерцинский надвиг, который мы будто бы перепутали с альпийским разрывом, не имеет никакого отношения к «язво альпийскому» разрыву, предполагаемому в Охне Д. П. Резвым. Восточнее, на Томаше, он перекрыт отложениями мела, западнее, близ перевала Кара-Кол, видно, что он не смещает древних денудационных поверхностей Катрана и Катран-Баши. Амплитуда предполагаемого альпийского разрыва определена Д. П. Резвым неверно, ибо меловые отложения не лежат горизонтально и по разности гипсометрических отметок далеко друг от друга отстоящих выходов мела определять амплитуду разрыва нельзя.

Должен согласиться с Д. П. Резвым, что тектоническая терминология, мною употребляемая, несовершенна. Может быть, и правда, неудачно продолжать называть надвиги, претерпевшие дислокации и изменения угла их наклона, надвигами, но мне кажется, что за критерий в данном случае надо брать отношение плоскости разрыва не к современному горизонту, а к пласту. Стремясь подчеркнуть их первичную природу, я называю их пластовыми или складчатыми надвигами. Не так просто обстоит дело и с терминами «антиклинорий» и «синклинорий», особенно потому, что мы не можем еще однозначно говорить об их строении на глубину. Различать эти структуры только по возрасту слагающих пород, как предлагает Д. П. Резвой, в обстановке покровной тектоники нельзя. В ядре и вогнутой и выпуклой крупной структуры мы можем встретить разные, как более молодые, так и более древние пласты. Это показано выше. Отсутствует общая форма структуры как таковая — выпуклая или вогнутая, форма ядра структуры, наклоны крыльев. Может быть, здесь нужны новые термины.

Неудачной представляется также и терминология, предложенная Д. П. Резвым (1959), выделяющим «антиклиналильные поднятия» и «синклиналильные прогибы». В этих терминах смешаны разновозрастные и, вероятно, генетически различные элементы структуры: с одной стороны, структуры собственно геосинклиналильного этапа, созданные неравномерным погружением; с другой стороны, структуры орогенического этапа, в формировании которых главная роль принадлежит горизонтальному сжатию. Прямое унаследование этих форм, заложенное в термины Д. П. Резвого, в природе наблюдается далеко не всегда. Некоторые внутригеосинклиналильные прогибы («седиментационные мульды» Н. М. Синицына) превратились впоследствии в моноклинали (Катранская моноклиналь, например); другие (преимущественно вулканогенные) не инверсировали и сохранили синклиналильную форму (наши синклинории); третьи, такие как Каузанский прогиб, оказались вывернутыми и приобрели форму выпуклую. Когда в отношении последнего Д. П. Резвой (1969₁) пишет, что это — антиклиналиль, возникшая на месте позднедевонского прогиба и «сдавленная» более древними образованиями, он сам незаметно для себя принимает нашу терминологию и наше понимание структуры (вариант двусторонних надвигов).

Но терминология все же не главная проблема, она может быть всегда разъяснена, она не решает существа дела, которое заключается в типах разрезов, формах тектонических структур, их сложных связях с осадкообразованием, магматизмом и т. д. Достаточно ясно, что решать эти вопросы в Южном Тянь-Шане без учета значительной роли горизонтальных тектонических движений, особенно сильных в первые фазы герцинской складчатости, теперь уже нельзя.

Д. П. Резвой — один из лучших знатоков Алай-Туржестанского региона, но и он конкретных и веских фактических возражений против предлагаемой нами концепции не нашел. Он принял стратиграфическую часть нашей работы, согласился с существованием самого крупного из доказанных в районе покровов и начал построение складок-грибов, о которых ранее не было ни слова сказано в его многочисленных трудах по тектонике Туркестано-Алая. Если эти складки приобретут линейные очертания и достигнут региональных размеров, то представления Д. П. Резвого будут очень близки к одному из рассмотренных нами вариантов строения синклинирных структур Алая (вариант двухсторонних надвигов — поддвигов). Но нельзя забывать, что именно на почве таких якобы грибовидных складок почти сто лет назад возникла покровная теория М. Бертрама. Не исключены и покровные варианты строения Охнинско-Талдыкского синклинория

(Буртман, 1968). Можно надеяться, что со временем фактические данные заставят Д. П. Резвого признать региональное значение крупных надвигов в герцинидах Алая. Его критику в наш адрес следует признать полезной, ибо она привлечет внимание многих геологов к структурам Южного Тянь-Шаня, региону в этом отношении исключительно интересному.

Литература

- А ж г и р е й Г. Д. Структурная геология. Изд-во Моск. ун-та, 1966.
- Б у р т м а н В. С. О складчатых шарьяжах в Южном Тянь-Шане. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1968.
- З а м а л е т д и н о в Г. С., К л и ш е в и ч В. Л., Я г о в к и н А. В. Тегермачский герцинский шарьяж в Южном Тянь-Шане. Геотектоника, № 5, 1968.
- Н а б и е в К. А., Л у т ф у л л а е в С. Л. К вопросу литолого-стратиграфического расчленения карбонатных пород гор. Актау. Узб. геол. ж., № 4, 1966.
- О г н е в В. Н., П о р ш н я к о в Г. С., С и н и ц ы н В. М. Исследования Н. М. Синецины в Средней Азии и их значение. В кн. «Геология Средней Азии», Изд-во Ленингр. ун-та, 1961.
- П о р ш н я к о в Г. С. Типы разрезов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта. Тр. Упр. геол. и охраны недр при СМ КиргССР, Сб. 1, 1960.
- П о р ш н я к о в Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис., Л., 1968.
- П о р ш н я к о в Г. С. Тектонические структуры зон раннего вулканизма в герцинидах Южного Тянь-Шаня. В кн. «Вопросы стратиграфии палеозоя», Изд-во Ленингр. ун-та, 1969.
- Р е з в о й Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алтайской горной системы. Изд-во Львовск. ун-та, 1959.
- Р е з в о й Д. П. Некоторые вопросы соотношения кора — мантия. Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 10, 1966.
- Р е з в о й Д. П. Проблемы тектоники Южного Тянь-Шаня и гипотеза последовательного раздавливания ранних вулканогенных прогибов. Геотектоника, № 1, 1969.
- Р е з в о й Д. П. Идеи Н. М. Синецины и тектоника Южного Тянь-Шаня. Изв. высших учебн. завед., Геология и разведка, № 1, 1969.
- С и н и ц ы н Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.
- Я г о в к и н А. В. Сокращенные разрезы среднего палеозоя Восточно-Алтайского хребта. В кн. «Вопросы стратиграфии палеозоя», Изд-во ЛГУ, 1959.

Ленинградский государственный
университет

Статья поступила
31 марта 1969 г.

ХРОНИКА

УДК 551.24(4)

**СЕССИЯ РАБОЧЕЙ ГРУППЫ РЕДАКЦИОННОГО КОМИТЕТА
МЕЖДУНАРОДНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЕВРОПЫ МАСШТАБА
1 : 2 500 000 (МОСКВА, 22—26 ИЮНЯ 1970 г.)**

В соответствии с принятыми обязательствами, Комиссия по международным тектоническим картам Отделения ГГГ АН СССР завершает составление авторского макета Международной тектонической карты Европы и сопредельных территорий в масштабе 1 : 2 500 000 (II вариант), которая должна быть издана в течение 1971—1973 гг. В связи с этим заканчивается согласование и увязка отдельных национальных тектонических карт, дополняется легенда карты, уточняются авторские коллективные и т. п. В июне 1970 г. была собрана рабочая группа для согласования изображения тектоники территорий ГДР, ПНР и западных частей СССР, а также обсуждения легенды карты и объяснительной записки¹.

Сессию открыл А. А. Богданов. Он сообщил о положении дел с подготовкой II варианта тектонической карты Европы и о ряде новых национальных тектонических карт. Затем с краткими сообщениями о новейших достижениях в изучении западных районов СССР выступили советские геологи².

Особый интерес вызвали сообщения зарубежных участников сессии. Е. Зноско дал подробную характеристику строения территории Польши, иллюстрируя свое сообщение графическим материалом. В последние годы значительно возросло число скважин, вскрывших палеозой (в частности, нижний палеозой) в обрамлении Свентокшиских гор, Верхнесилезского бассейна и в пределах Предкарпатского краевого прогиба. Полученный материал позволил Е. Зноско сделать вывод о том, что весь рассматриваемый район может быть отнесен к области палеозойской складчатости, распространяющейся к западу в направлении Судет и Подсудетского вала. В пределах этой области довольно отчетливо выделяются три зоны, различающиеся по степени дислоцированности и метаморфизма нижнепалеозойских образований: 1) Северная (Лысогурская зона Свентокшиских гор): терригенные отложения кембрия, ордовика и силура, не испытывавшие метаморфизма и обнаруживающие несогласие на границе нижнего и среднего лудлоу; 2) Центральная (Келецкая зона Свентокшиских гор): претерпевшие диагенез глинистые образования — филлиты венда и кембрия. Их толща мощностью до 6—7 км прослеживается к югу от Свентокшиских гор в пределах Предкарпатского прогиба; 3) Южная зона, выделяющаяся в пределах северной части флишевых Карпат: под мезозойско-кайнозойским чехлом развиты магматические и метаморфические образования неустановленного возраста. Радиологические определения дают, по-видимому, время проявления последнего метаморфизма на рубеже силура и девона.

На северо-западе Польши скважинами вскрыты полого или горизонтально залегающие образования карбона и девона, а под ними круто наклоненные (с меняющимися углами падения) глинистые породы ордовика и силура. Лишь в скважине Госьцино под

¹ В работе сессии приняли участие: С. В. Богданова (МИНХ), Т. В. Никулина (Львовская ГРЭ), Р. А. Гафаров, В. С. Журавлев (ГИН АН СССР), Л. Э. Берзинь, Н. К. Озолинь, Д. А. Туголесов (ВНИИМОРГЕО), В. М. Цейслер (МГРИ), Ю. Т. Кузьменко (УЦР МГ СССР), Б. В. Бондаренко, А. М. Пап (ИГ, Минск), П. Й. Сувейздис (ИГ, Вильнюс), Э. П. Кузик (Спецгеофизика), М. В. Чирвинская (Укрнефтьгеофизика), В. С. Петренко (МГУ), А. А. Богданов, В. Е. Хаин, С. В. Черноок, В. П. Колчанов (МГУ и КМТК ОГГГ АН СССР) — СССР; К. Б. Юбитц (Нац. геол. комитет ГДР), А. Ватцнауер (Фрейбергская горная академия), Г. Кельбель (Центр. геол. ин-т, Берлин) — ГДР; Е. Зноско (Центр. геол. ин-т, Варшава) — ПНР.

² Эти выступления не излагаются, поскольку итоги работ над тектоническими картами западных районов СССР докладывались на предыдущем сессии Комиссии (Вильнюс, март 1969 г.) — см. «Геотектоника», № 5, 1970.

девонном встречены метаморфизованные поруды — кварцевые и пиррофиллитовые филиты, относимые к силуру (?).

Таким образом, область палеозойской складчатости на юге и юго-востоке Польши выделяется достаточно определенно и расчленяется на отдельные структурно-фациальные зоны. Хорошо вырисовываются отдельные структурные элементы в пределах западного склона докембрийской платформы: Мазурско-Белорусская антеклиз, Подляская (Брестская) впадина, обрамляющие ее с юга Луковское и Вишницкое поднятия. Сложнее решается вопрос о природе Поморско-Куявского структурного элемента, в основании которого, исходя из данных бурения в Поморье, польские исследователи полагают наличие каледонской складчатой области. Поскольку этот вопрос перерастает в проблему западной границы докембрийской Европейской платформы, необходимо,

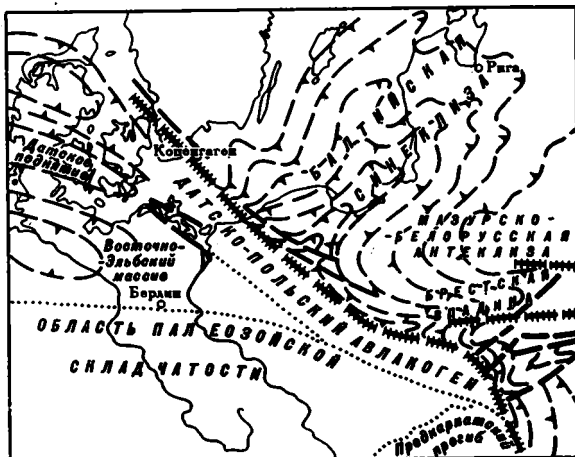


Схема тектонического районирования юго-западной окраины Европейской платформы

по мнению Е. Зноско, привлечь геолого-геофизический материал не только по Польше, но и по всем сопредельным областям.

С большим вниманием присутствовавшие выслушали сообщения А. Ватцнауера и Г. Кельбея, основные положения которых таковы. В палеозондах (среди которых находится и древнейший тектонический элемент ГДР — долготная структура, протягивающаяся через всю Центральную Европу) наряду с системой разломов северо-западного простирания все отчетливее выделяется система северо-восточного простирания. Она проявилась при заложении варисцийских прогибов и служила для проникновения ультраосновных масс; магматизм для нее — не считая третичный — не характерен. Обе системы установлены даже в узкой полосе Эльбского линеймента, где они затрагивают все отложения до новейших, причем кристаллический фундамент расчленяется здесь на зоны, параллельные уступу юго-западной окраины Европейской платформы. Установлено далее, что в области Лаузица варисцийские бассейны осадконакопления в основном определяются блоковой структурой докембрийского фундамента. Красные гнейсы Рудных гор — это синкинематические варисцийские интрузии (ранний — средний ордовик), синхронные порфириодам Тюрингии и межпластовым гранитам Гранулитовых гор. Это раннеорогенные интрузии, предваряющие максимум инициального магматизма. Массивы Мюнхберга, Франкенберга и др. представляют собой автхтонные клиппы, уже в ордовике занимавшие современное положение. Интрузивный гнейс Гранулитовых гор образует структуру протыкания, возникшую не ранее позднего альгонка. Ее гранулитовая фация является результатом поднятия вдоль Центрально-Саксонского линеймента, а амфиболитовая — результатом варисцийской переработки. К началу ранней перми массив гранулитов был областью размыва. Его взаимоотношения с ультрабазиитами (то более молодыми, то более поздними) — тектонические. Крутые залегания нижнепалеозойских образований на севере ГДР объясняются, вероятно, их приуроченностью к Датско-Польскому авлакогену. Ряд косвенных данных свидетельствует о наличии к северо-западу от Берлина древнего Восточноэльбского кристаллического массива. Сообщения иллюстрировались рядом карт, в том числе картой районирования территории ГДР по возрасту главного тектогенеза, картой соляных структур, картами стратозигипс по подошве цехштейна, рёта, альба и кайнозоя.

Заслушанные сообщения подверглись всестороннему обсуждению. В заключение сессии были согласованы вопросы, связанные с изображением районов западной части СССР и территорий ГДР и ПНР на карте. Было принято решение об отнесении всей территории центральной и северо-западной Польши, а также центральной и северной

части ГДР к Европейской платформе и изображении под Поморско-Куявским валом Датско-Польского древнего авлаогена (поздний докембрий — ранний палеозой), протягивающегося к северо-западу от Свентокшиских гор вдоль линии Торнквиста на о. Рюген и слепо выклинивающегося в направлении грабена Осло (рисунок). Была достигнута договоренность о системах стратаизогипс, наиболее полно отображающих строение платформенного чехла в пределах всей рассмотренной площади.

В целом проведенная сессия полностью выполнила поставленные перед ней задачи на пути к завершению работ над авторским макетом Международной тектонической карты Европы и сопредельных территорий.

В. П. Колчанов, В. С. Петренко, С. В. Черноок

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, А. А. БОГДАНОВ, 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,
В. Е. ХАИН, Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции

Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР

Телефон 233-00-47, доб. 3-77

Технический редактор *Ковнацкая Л. М.*

Сдано в набор 7/1-1971 г. Т-05518. Подписано к печати 12/III-1971 г. Тираж 1835 экз.
Зак. 4448 Формат бумаги 70×108¹/₁₆ Усл. печ. л. 11,2 Бум. л. 4 Уч.-изд. листов 12,3

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 20 к.

В-71
МАЛ КАЛУЖСКАЯ
Д 12 КВ 11
ПУШКОВСКОМУ
70228
1-12

13

Индекс
70228

В 1970 г. ЛЕНИНГРАДСКОЙ КАРТФАБРИКОЙ ВАГТ ВЫПУСКАЕТСЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ СССР М-Б 1:2500000 (ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР — ПРОФ. РОЗАНОВ Л. Н.)

В основу построения карты положен структурный принцип, согласно которому на ней отражено современное строение осадочного чехла и поверхности фундамента плит, возраст фундамента, морфология и возраст складчатых систем, контуры и время образования краевых прогибов и межгорных и других наложенных впадин; выделены основные разломы фундамента и флексуры осадочного чехла.

Карта подчинена целям нефтяной геологии. На ней предпочтение отдается строению того структурного этажа и тем тектоническим элементам, которые имеют наибольшее значение для оценки перспектив нефтегазоносности.

Тектоника бесперспективных территорий показана менее детально. Карта может служить основой для прогнозов нефтегазоносности, нефтегеологического районирования, планирования региональных исследований и других обобщающих теоретических работ.

Карта сопровождается объяснительной запиской объемом 10 печатных листов, содержащей сведения о тектонике рассматриваемых областей.

Ориентировочная стоимость карты — 3 р. 68 коп., стоимость объяснительной записки — 60 коп.

Заказы просим направлять по адресу: г. Ленинград Д-104, Литейный проспект 39, ВНИГРИ. Отдел распространения.

