

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1978

## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАЙ — ИЮНЬ

МОСКВА

№ 3, 1978

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Хаин В. Е.</i> От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза . . . . .	3
<i>Буртман В. С.</i> Стационарная сеть разломов континента и мобилизм . . . . .	26
<i>Зеленщиков Г. В., Давыденко Д. Б.</i> Анализ блоковой тектоники юго-восточного склона Воронежского кристаллического массива . . . . .	38
<i>Неволин Н. В.</i> Глубинное строение Прикаспийской впадины . . . . .	49
<i>Максимов Е. М.</i> Построение графиков амплитуд платформенных структур . . . . .	61
<i>Запольнов А. К.</i> О морфологической классификации платформенных структур . . . . .	65
<i>Сычева-Михайлова А. М.</i> К вопросу о периодичности колебательных движений Восточно-Европейской платформы . . . . .	69
<i>Московченко Н. И.</i> Последовательность развития структурных форм и эволюция полиметаморфических комплексов фундамента фанерозойских складчатых областей (на примере Юго-Западного Памира) . . . . .	84
<i>Моссаковский А. А., Альбгар Х. Ф.</i> Покровная структура Западной и Северной Кубы и история ее становления в свете изучения одностороннего и моласс . . . . .	100
<i>Нагибина М. С., Антипов М. П.</i> Соотношение ранне- и позднемезозойских структур в бассейне реки Керулен (Северо-Восточная Монголия) . . . . .	119
<i>Меланхолина Е. Н.</i> Габброиды и параллельные дайки в структуре острова Шикотан (Малая Курильская гряда) . . . . .	128

## Критика и дискуссии

<i>Столяров А. С.</i> К проблеме палеотектонического анализа «древних некомпенсированных» прогибов (по поводу одноименной статьи А. А. Геодекяна, Ю. М. Берлина, В. Л. Пиляк, В. Я. Троцюк, Г. Ф. Ульмишева, Геотектоника, № 5, 1975) . . . . .	137
-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

## Хроника

<i>Адамия Ш. А., Белов А. А., Слюсарь Б. С.</i> Корреляция доварисийских и варисийских событий в Альпийско-Средиземноморском горном поясе . . . . .	142
-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

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

MAY — JUNE

MOSCOW

№ 3, 1978

## CONTENTS

<i>Khain B. E.</i> From plate tectonics to a more general theory of global tectogenesis	3
<i>Burtman V. S.</i> A stationary net of faults of the continent and mobilism	26
<i>Zelenshchikov G. V., Davydenko D. B.</i> Analysis of block tectonics of the south-eastern slope of the Voronezh crystalline massif	38
<i>Nevolin N. V.</i> Deep structure of the Caspian depression	49
<i>Maximov E. M.</i> Amplitude diagrams of the platform structures	61
<i>Zapolnov A. K.</i> On morphological classification of platform structures	65
<i>Sycheva-Mikhailova A. M.</i> On periodicity of oscillating motions of the East-European platform	69
<i>Moskovchenko N. I.</i> Succession in development of structural forms and evolution of polymetamorphic complexes of the basement of Phanerozoic folded areas (on the example of the South-Western Pamirs)	84
<i>Mossakovsky A. A., Albear J. F.</i> Nappes of West and North Cuba and the history of its formation in the light of study of olistostromes and molasses	100
<i>Nagibina M. S., Antipov M. P.</i> Relationships between early- and late Mesozoic structures in the Kerulen river basin (North-East Mongolia)	119
<i>Melankholina E. N.</i> Gabbroids and sheeted dykes in the Shikotan island (Lesser Kurils)	128

## Criticism and discussion

<i>Stolyarov A. S.</i> On problem of paleotectonic analysis of «old uncompensated» troughs (on the like paper by A. A. Geodekyan, Yu. M. Berlin, V. L. Pilyak, V. Ya. Trotsuk, G. F. Ulmishek, <i>Geotektonika</i> , No. 5, 1975)	137
-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

## Chronicles

<i>Adamiya Sh. A., Belov A. A., Slusar B. S.</i> Correlation of Prevariscian and Variscian events in the Alpine—Mediterranean mountain belt	142
---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

УДК 551.24.01

В. Е. ХАИИ

## ОТ ТЕКТониКИ ПЛИТ К БОЛЕЕ ОБЩЕЙ ТЕОРИИ ГЛОБАЛЬНОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

После краткого перечисления основных положений концепции тектоники литосферных плит в статье характеризуется развитие этой концепции за 10—15 лет ее существования и показывается, что практически все главные положения, с одной стороны, в принципе получили свое подтверждение, а с другой — претерпели существенные изменения. Эти изменения настолько значительны, что позволяют предвидеть переход к более общей теории глобального тектогенеза, тем более, что первоначальная концепция не охватывала все многообразие тектонических явлений и процессов.

Минуло 15 лет со времени появления идей расширения (спрединга) дна океанов в процессе их формирования (Г. Хесс, Р. Дитц) и 10 лет — более широкой концепции, получившей название «тектоники плит» или «новой глобальной тектоники» (см. переводной сборник «Новая глобальная тектоника», 1974). Сейчас уже совершенно очевидно, что это были 10 лет, которые привели к коренной переоценке более ранних представлений, стимулировали многие новые направления исследований и в целом решительным образом способствовали оживлению работ в области теоретической геологии. И все это несмотря на то, что новые идеи 60-х годов были в своей основе лишь возрождением впервые высказанных за 50 лет до этого мобилистских идей А. Вегенера и его единомышленников, — но возрождением в качественно новой форме, на качественно ином уровне фактических знаний. Повторный выход на авансцену мобилизма непосредственно связан с получением, начиная с 50-х годов, принципиально новых данных — геоморфологических, геологических и геофизических о строении дна океанов и с появлением нового метода геофизических исследований — изучения палеомагнетизма, фактически впервые сделавшего геофизику исторической наукой подобно геологии. Впоследствии ряд других геофизических и геохимических методов способствовал развитию неомобилизма, который из чисто тектонической превратился в общегеологическую теорию и затронул практически все науки о твердой Земле, существенно преобразовав многие из них. Быстрое распространение и сравнительно легкий успех неомобилизма следует в первую очередь объяснить тем, что господствовавшая в 30—50-х годах фиксистская модель развития Земли оказалась неспособной объяснить происхождение океанов в том виде, в котором они впервые открылись к концу 50-х годов взору геологов и геофизиков.

За истекшие 10 лет происходило не только расширение сферы применения идей тектоники плит, но и сама система этих идей одновременно претерпевала существенные изменения как под влиянием получения новой информации, так и в виде реакции на критику противников мобилизма (или приверженцев других его вариантов). Накапливаясь, эти изменения привели к тому, что мы оказались, как мне кажется, фактически накануне нового качественного скачка в развитии геодинамических представлений. Обоснование и конкретизация этого тезиса и составля-

ют основную цель настоящей статьи, но прежде чем к ней перейти, следует кратко напомнить читателю главные положения тектоники плит и дать их самую общую предварительную оценку.

## ТЕКТОНИКА ПЛИТ — ИСХОДНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Основные положения тектоники литосферных плит<sup>1</sup>, в виде законченной системы сформулированные к 1968 г., могут быть сведены к следующим пунктам.

1. Верхние оболочки твердой Земли разделяются по физическим свойствам на более хрупкую, более вязкую литосферу, охватывающую, как правило, земную кору и самые верхи мантии, и менее хрупкую и менее вязкую астеносферу.

2. В латеральном направлении литосфера разделена в свою очередь на несколько крупных жестких плит, испытывающих друг относительно друга значительные (масштаб в тысячи километров) горизонтальные перемещения, происходящие вдоль граничной поверхности литосферы и астеносферы.

3. Относительные горизонтальные перемещения смежных литосферных плит сводятся к трем типам: а) раздвиг (дивергенция) плит в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов с новообразованием океанической коры<sup>2</sup> и расширением дна океанов (спрединг); б) подвиг в зонах глубоководных желобов — островных дуг (субдукция) с переработкой океанической коры и ее преобразованием в конечном счете в кору континентального типа и наращиванием последней<sup>3</sup>; в) сдвиг одних плит относительно других, смежных в горизонтальном направлении по так называемым трансформным разломам. Все эти перемещения описываются теоремой Эйлера относительно характера перемещения точек по сферической поверхности Земли; в частности, амплитуда и скорость раздвигания, а также смещений по трансформным разломам закономерно возрастают от «полюса раскрытия к его «экватору».

4. Взаимная компенсация, в масштабе земного шара, растяжения в зонах спрединга, дивергенции плит и сжатия в зонах субдукции, конвергенции плит; эта компенсация обеспечивает неизменность радиуса Земли.

5. Причиной относительных горизонтальных смещений литосферы по поверхности астеносферы является тепловая конвекция в мантии Земли. Раздвиг (спрединг) происходит над участками восходящих течений, подвиг (субдукция) — нисходящих и сдвиг (смещение, по трансформным разломам) в местах изменения скорости раздвигания.

Именно к оценке достоверности этих пяти главных положений, а не каких-либо дополнительных, и должна сводиться критическая оценка всей концепции. За 10 лет было приведено много фактов и доводов в ее защиту или опровержение; здесь нет возможности рассматривать все выдвинутые аргументы и контраргументы. Представляется необходимым, однако, показать, почему автор считает, что основные положения тектоники плит, по крайней мере в принципе, получили в общем подтверждение в огромном накопленном за последнее десятилетие объеме новой информации.

<sup>1</sup> Оба укоренившиеся в литературе названия предложенной в 1968 г. системы неомобилистских взглядов — тектоника плит и новая глобальная тектоника нельзя считать вполне удачными, но оба, особенно первое, слишком глубоко укоренились, чтобы предлагать теперь их замену.

<sup>2</sup> В силу этого дивергентные границы плит называются еще конструктивными, хотя началу спрединга предшествует деструкция континентальной коры — образование континентальных рифтов.

<sup>3</sup> Отсюда название таких границ плит — конвергентные, деструктивные границы, — название также не очень точное, так как фактически на них происходит созидание континентальной коры.

Отнюдь не принижая значения континентальной геологии, нужно признать, что огромное, если не решающее, значение в оценке альтернативы фиксизм — мобилизм должно принадлежать фактическому материалу, касающемуся строения и истории ложа современных океанов, т. е. 60% поверхности Земли. В этом направлении очень много нового получено уже после появления тектоники плит, в особенности благодаря начатому в 1968 г. глубоководному бурению с судна «Гломар Челленджер» (фактически грандиозному эксперименту по проверке новой концепции), а также применению все более совершенных модификаций сейсморазведки и других геофизических методов, широкому использованию драгирования и глубокому петролого-геохимическому изучению полученного материала.

Наиболее важно подтверждение коренного отличия состава океанической коры от континентальной (не считая, естественно, микроконтинентов, выделявшихся еще А. Вегенером) и молодости современных океанических впадин. Небольшая мощность этой коры подтверждается как данными сейсмических исследований, так и драгированием, обнаружившим выходы пород верхней мантии — ультрабазитов в основании склонов рифтовых ущелий срединно-океанических хребтов, стенок глубоководных желобов, уступов трансформных разломов, подножия глыбовых хребтов (например, Восточно-Индийского). Драгированием установлено также отсутствие в составе типичной океанической коры пород, характерных для коры континентальной — гранитов и гнейсов<sup>4</sup>. Исключение составляют плагииграниты и близкие к ним породы, которые рассматриваются петрологами как производные толеит-базальтовой магмы и встречаются в океане в очень небольшом количестве (например, в Индийском океане они составляют менее 1% всех поднятых при драгировании пород — сообщение Р. Л. Фишера). Состав второго слоя океанической коры, по крайней мере верхней его части, ныне непосредственно изучен не только драгированием, но и глубоководным бурением в Атлантическом океане в районе Азорских островов (рейс 37 «Гломар Челленджера»), а также на широте южного окончания Малых Антиль (рейсы 45-й и 46-й), и юго-западнее Бермудских островов, а недавно и в Тихом океане, к западу от Галапагосских островов (рейс 54-й). Эти исследования показали, что слой этот сложен практически почти нацело покровами весьма однообразных низкокальциевых толеитовых базальтов, местами (только местами!) с тонкими прослоями фораминиферовых илов. О составе и особенно структуре третьего слоя мы знаем значительно меньше, только по данным драгирования, но то, что известно, позволяет утверждать, что он сложен диабазами, габбро, в подчиненном (?) количестве ультрамафитами и продуктами их метаморфизма — зелеными сланцами, амфиболитами, серпентинитами.

В пределах вулканических островов и архипелагов, рассеянных среди океана, эта гамма пород дополняется щелочными базальтоидами и в редких случаях, например в Исландии, архипелаге Кергелен или на о. Пасхи, кислыми лавами специфического состава, позволяющего считать и их дифференциатами толеит-базальтовой магмы (Маракушев и др., 1977). Короче говоря, все магматические породы, слагающие типично океаническую кору, представляют собой продукт непосредственной кристаллизации или дифференциации толеитовой или щелочно-базальтовой магмы, выплавляющейся из ультраосновного мантийного вещества. Этот вывод с предельной убедительностью подтверждается данными тонких геохимических исследований, и в частности, отношений изо-

---

<sup>4</sup> Данные, приводимые в статье И. В. Лучицкого (1973), не доказывают обратного, ибо относятся либо к окраинам континентов (о. Сокотра, Фолклендские острова), либо к микроконтинентам (Сейшельские острова, банка Роколл), либо к дифференциатам базальтовой магмы (см. ниже), либо, наконец, основаны на устарелых или неточных сведениях.

топов стронция — Sr<sup>86</sup> и Sr<sup>87</sup> и содержания редкоземельных элементов. Состав ксенолитов или нодулей, находимых в лавах океанических вулканов, в частности на Гавайских островах, показывает, что мантия и на больших глубинах, до 150 км по крайней мере, сохраняет свой перидотитовый (ближе всего отвечающий лерцолиту — Дмитриев и др., 1976) состав.

Отсюда следует крайне важный, по существу убийственный для фиксированных представлений об образовании океанов путем обрушения и базификации континентальной коры, вывод — в составе современной океанической коры и верхней мантии нигде нет ни малейших следов процесса ассимиляции континентальной коры<sup>5</sup>. Этот факт ставит нас перед выбором двух других возможностей — либо океаны существуют на своих местах изначально (гипотеза перманентности океанов, длительное время защищавшаяся американскими геологами — от Дэна до Шухерта, но ныне растерявшая своих сторонников); либо они образовались путем раздвига, спрединга.

Существует еще третий промежуточный вариант — есть океаны древние (Тихий) и молодые (остальные).

Первая возможность «не проходит» не только вследствие того, что ей противоречит весь историко-геологический материал и данные палеомагнетизма, свидетельствующие о длительном существовании на месте современных Атлантического и Индийского океанов суперконтинентов Гондваны и Лавразии, но и непосредственно материалы глубоководного бурения, показавшие, что в составе осадочного слоя современной коры океанов, включая Тихий океан, нет морских осадков древнее верхнеюрских, что в общем согласуется и с результатами датирования полосовых магнитных аномалий. Правда, сохраняется возможность, что в центре западной части Тихого океана, еще недостаточно изученной бурением, существуют участки более древней, быть может, даже позднепалеозойской коры, но в принципе это не меняет дела. Не может сколько-нибудь существенно удреветь возраст океанической коры и учет времени образования второго и, видимо, третьего слоев. В отношении второго слоя теперь имеются прямые данные рейса 37-го «Гломар Челленджер»; обнаруженные бурением среди базальтов тонкие пропластки фораминиферовых илов оказались почти одновозрастными (в пределах одной биозоны) илам подошвы осадочного слоя, это указывает на очень быстрое накопление второго слоя, практически в течение миллиона, или первых миллионов лет, что в общем не удивительно для базальтовых толщ подобной мощности (возьмем, к примеру, Исландию).

Сложнее обстоит дело с третьим слоем, условия образования которого далеко еще не ясны. Но по крайней мере часть пород этого слоя образуется, очевидно, одновременно с породами второго слоя, представляя их более глубинную фацию; это комплекс параллельных даек (sheeted complex) и слоистые габброиды и ультрамафиты, рассматриваемые как кумуляты, продукты кристаллизации магматического очага, давшего базальты второго слоя; к ним, естественно, надо присоединить их метаморфические производные. Но происхождение слоистых габбро является спорным; кроме того, наряду с перечисленными породами в составе второго слоя очень вероятно присутствие фрагментов более древних образований, относящихся либо к более древней, подвергшейся деструкции океанической коре, либо к субвулканическим образованиям рифтовой,

<sup>5</sup> Уже одно это делает совершенно беспочвенными косвенные соображения, основанные на примерном равенстве тепловых потоков континентов и океанов, тем более, что само это равенство сомнительно, ибо данные о тепловом потоке осевых зон срединных хребтов занижены вследствие недоучета выноса тепла гидротермами (Сорохтин, 1974). Кроме того, по заключению Е. А. Любимовой (1977, стр. 46): «Приблизительное равенство тепловых потоков по континентам и океанам в свете результатов сферического гармонического анализа может быть связано с тем, что реально существует заметный вклад в тепловой поток из астеносферы».



трапповой стадии, предшествующей собственно океанообразованию. Вероятно, к этим фрагментам и относятся радиометрические датировки, оказывающиеся более древними, чем возраст соответствующих участков океанической коры, установленный по данным изучения полосовых магнитных аномалий и бурения. Думается, однако, что эти более древние обломки играют подчиненную роль в составе третьего слоя и, таким образом, второй и третий слои лишь несущественно продлевают возраст океанической коры<sup>6</sup>, устанавливаемый по возрасту подошвы осадочного слоя. А это означает, что современные океаны молоды, что их возраст составляет не более 1/10 или даже 1/20 возраста Земли.

Таким образом, отпадает и предположение о древности океанических впадин (включая Тихий океан) и остается лишь новообразование путем раздвига, спрединга. Но такой раздвиг мог бы являться следствием общего расширения Земли, и такая концепция разделяется некоторыми крупными исследователями в значительной мере потому, что она позволяет избежать трудностей, связанных, по мнению многих, с допущением компенсации спрединга субдукцией.

Представляется, однако, что и концепция общего расширения Земли не приемлема, и не только потому, что до сих пор не найдено причины предполагаемого, причем быстрого увеличения радиуса Земли, если не считать гипотетического уменьшения гравитационной постоянной. Но и прямые геологические данные приводят в случае образования современных океанов за счет общего расширения Земли к абсурдным заключениям. Если учесть, что область с молодой океанической корой покрывает 60% поверхности Земли и образовалась примерно за последние 200 млн. лет, то требуется увеличение радиуса Земли за это геологически краткое время на 0,25, что вряд ли может быть экстраполировано в глубь геологических времен и противоречит палеомагнитным данным. Кроме того, возникает проблема заполнения новообразованных океанических впадин водой; эта вода могла выделиться вместе с базальтами второго слоя, но если принять среднюю мощность этого слоя в 1,7 км, прибавить 40 млн. км<sup>3</sup> континентальных вулканитов и оценить содержание воды в базальте в 2% (по В. С. Соболеву, 1976), то объем воды составит всего 1% от общего объема воды в современных океанах<sup>7</sup>. Следовательно, встает вопрос о более древних океанах и о механизме их «закрытия» и т. д. Принятие гораздо более древнего, докембрийского возраста Тихого океана (Муратов, 1975) могло бы несколько снизить остроту этих противоречий, но, по данным геофизики, современная кора Тихого океана ничем не отличается от коры других, заведомо более молодых океанов, а по данным бурения, ее возраст не может быть значительно древнее возраста коры последних.

Итак, методом исключения мы приходим к выводу, что только неомобилизм в варианте тектоники плит сумел пока предложить удовлетворительное объяснение происхождения океанов. А это означает и неизбежность признания того, что спрединг в общем компенсируется противоположным процессом скупивания и, в частности, субдукции и обдукции океанической коры. О том, что без субдукции (или чего-то подобного) невозможно обойтись, говорят хотя бы следующие соображения. Молодой возраст Тихого океана, получающийся по данным бурения (по крайней мере на сегодня), находится в явном противоречии с историко-геологическим материалом, свидетельствующим о его существовании с позднего докембрия. Это противоречие снимается лишь допущением, что более древняя кора Тихого океана путем субдукции (и частично обдукции или простого скупивания) превратилась в континентальную или суб-

<sup>6</sup> Даже в случае перерывов между 2-м и 3-м слоями, которые не могут иметь универсального распространения, учитывая их комагматичность.

<sup>7</sup> Е. Е. Милановский (1976) получил цифру в 5%, но он исходил из 7% содержания воды в магме, по А. П. Виноградову. Это, впрочем, не меняет дела.



континентальную кору складчатых сооружений островных дуг и окраин континентов, окружающих Тихий океан. Или другое, не менее важное обстоятельство. Как известно, глубоководные желоба, обрамляющие Тихий океан, содержат лишь очень небольшой объем обломочного материала, никак не соответствующий тому объему, который должен был поступить с прилегающей суши, что в особенности удивляет в случае Северной Америки (Cilluly, 1970). Опять-таки единственным объяснением остается субдукция этого материала. Или, наконец, еще один факт. Континентальная окраина Южной Америки к югу от Эквадора очень узка, особенно по сравнению с более северным участком, и ряд тектонических зон явно срезается внешним ее краем. Между тем в области океанической коры никаких следов продолжения этих зон не обнаруживается. Опять-таки субдукция остается единственным приемлемым механизмом их исчезновения, поскольку базификация, как было показано выше, здесь «не работает».

К этому надо добавить, что данные сейсмологии, по мнению большинства специалистов в этой области, подтверждают, а не опровергают модель субдукции океанической коры, а Л. И. Лобковский и О. Г. Сорохтин (1976) недавно предложили физическую модель этого процесса, основанную на теории смазки. Тем не менее некоторые исследователи предпочитают рассматривать глубоководные желоба как структуры растяжения, основываясь на признаках растяжения в их внешних бортах<sup>8</sup>. Однако растяжение здесь (как, кстати, и в островных дугах) является естественным следствием крутого изгиба океанической литосферы при погружении в желоб, и даже краевые валы являются, по всем своим признакам, структурами сжатия. Наконец, по мере применения все более тонких методов сейсмических исследований, во внутренних, островодужных бортах все большее число глубоководных желобов (Алеутский, Яванский, Курильский, Нанкай, Центрально-Американский и др.) обнаруживается сложная чешуйчато-надвиговая структура, свидетельствующая об интенсивном сжатии, а также выявляется пологое погружение океанической литосферы внешних бортов под внутренние (Бондаренко и др., 1977).

Следовательно, в общем подтверждается и один из наиболее спорных элементов новой глобальной тектоники — субдукция океанической коры на периферии океанов, необходимость которой вытекает и из общих соображений.

Такова, как мне представляется, цепь простых и логически вытекающих одно из другого умозаключений, подводящих в итоге к выводу о том, что концепция тектоники плит в общем выдержала испытание временем и доставила наиболее приемлемое объяснение происхождения океанов — проблемы номер один геотектоники. Весьма примечателен факт, что рисуемая тектоникой плит история современных океанов, хронология их раскрытия получается практически идентичной по нескольким независимым категориям данных — данные палеомагнетизма, датировка полосовых аномалий по инверсиям магнитного поля, строение осадочного чехла, его возраст и состав по результатам глубоководного бурения (Крашенинников, 1977), возраст дайковых систем и траппов по периферии океанов, указывающих на начало рифтообразования и спрединга и др. Следует подчеркнуть, что данные палеомагнетизма, изучаемого уже в течение 20 лет и доставляющего все более согласующие-

<sup>8</sup> Наряду с глубоководными желобами, сопряженными с островными дугами, существуют желоба, несомненно, связанные с растяжением, — например, желоб Кайман, желоба Вима, Чейн и Романш в Срединно-Атлантическом хребте, некоторые желоба Меланезии и др. Большая часть таких желобов связана с трансформными разломами, они прямолинейны в плане, и никакой субдукции вдоль них, разумеется, не происходит. Не исключена возможность, что и желоба сжатия первоначально могли возникнуть как структуры растяжения; существуют и примеры обратного развития (желоб Пуэрто-Рико).

ся между собой и точные определения<sup>9</sup>, находят рациональное толкование только с позиций неомобилизма.

Обратимся теперь к эволюции самой тектоники плит в процессе ее столь бурного развития.

### ТЕКТОНИКА ПЛИТ — ДЕСЯТЬ ЛЕТ СПУСТЯ

Эволюция неомобилистской тектоники протекала за прошедшие 10—15 лет в двух направлениях — в направлении ее расширения и в направлении усложнения исходных положений. Расширением было уже само перерастание концепции раздвижения дна океанов в тектонику плит — новую глобальную тектонику. Но на этом переходном этапе, вплоть до 1969 г., новая концепция оставалась по существу ориентированной лишь на океаны и, поскольку изучение океанов проводится главным образом геофизическими методами, ведущая роль в ее разработке принадлежала геофизикам. В 1969—1970 гг. положение коренным образом изменилось в результате установления сходства офиолитовых комплексов древних складчатых геосинклинальных систем с разрезами океанической коры и верхней мантии. Отсюда был сделан вывод о тождестве древних геосинклинальных поясов и океанов и возможности использования офиолитовых зон для восстановления древних пространств с океанической корой (Пейве, 1969; Dewey, Bird, 1970). Сама эволюция геосинклиналей предстала в новом свете как обусловленная глобальными, а не региональными процессами, и как выражающаяся в основном сначала в расширении океанических зон, а затем в их сужении и «закрытии», с попутным преобразованием океанической коры в континентальную. Тем самым континентальная геология оказалась в конечном счете связанной с океанской, и «новая глобальная тектоника» впервые действительно приобрела глобальный характер.

Одновременно было преодолено другое ограничение тектоники плит — ограничение во времени последними двумястами миллионами лет истории Земли — периодом существования современных океанов. Использование офиолитовых комплексов как реликтов и индикаторов океанической коры, а также изменения состава магматических образований вкострости островных дуг и данных палеомагнитных определений открыло путь к восстановлению положения и истории древних океанов. Для фанерозоя были созданы глобальные реконструкции (Dietz, Holden, 1972; Smith a. Briden, 1973; Зоненшайн, Городницкий, 1977). В последние годы все больше внимания привлекает проблема возможности применения положений тектоники плит для докембрия. По этому поводу высказываются противоположные мнения, но в настоящее время наиболее вероятно, что эта модель развития применима не только для фанерозоя, но и для позднего докембрия, хотя существенные относительные перемещения континентальных глыб начались, видимо, лишь в конце докембрия, после рубежа 1000 млн. лет. Что касается раннего докембрия, то значительно более высокий тепловой поток и раздробленность литосферы на большое число относительно мелких глыб заставляют предполагать несколько иные условия проявления тектогенеза, с неизменным, однако, участием достаточно крупных горизонтальных движений и в той или иной форме спрединга и субдукции.

Еще одно ограничение первоначальной плитно-тектонической концепции заключалось в том, что тепловая конвекция, рассматриваемая как

<sup>9</sup> В нашей литературе высказывались сомнения в отношении действительности самого палеомагнитного метода или истолкования его результатов, исходя из представления о сохранении в прошлом оседипольного магнитного поля Земли, поскольку эти результаты свидетельствовали о взаимных смещениях континентов. Но вот для докембрия тот же метод указывает на отсутствие таких смещений. Отсюда нельзя не сделать вывод, что палеомагнитный метод регистрирует не фиктивные, а действительные перемещения континентальных глыб.

источник движений литосферных плит, ограничивалась масштабами верхней мантии. К настоящему времени после работ Е. В. Артюшкова (1970) и особенно О. Г. Сорохтина (1974) у нас и ряда авторов за рубежом более правдоподобным кажется представление об охвате конвекцией (причем не тепловой, см. ниже) всей мантии, начиная от ее границы с ядром.

Как уже вскользь отмечалось выше, в процессе своего развития тектоника плит приобрела значение, гораздо более широкое, чем просто очередная тектоническая гипотеза или даже теория, выйдя далеко за рамки собственно геотектоники и распространившись практически на все другие науки о твердой Земле, включая геофизику, в особенности сейсмологию, на геохимию, петрологию (происхождение магм), литологию, палеогеографию, включая палеобиогеографию и палеоклиматологию, учение о полезных ископаемых, в частности металлогению и геологию нефти, и др. В свою очередь использование фактов, добываемых этими науками в своей соответствующей области, оказалось очень ценным для развития самой тектоники плит.

Существенное изменение ее первоначальных постулатов в связи с получением новой и весьма разнообразной по своему характеру информации представляется крайне важным, и именно оно составит предмет анализа в остальной части этой статьи.

Как отмечалось вначале, первым из таких исходных постулатов является разделение верхних твердых оболочек на литосферу и астеносферу. При этом первоначально представлялось, что астеносферный слой в верхах мантии прослеживается повсеместно, начиная примерно с глубины 50—60 км под океанами и 100—120 км под континентами (Магницкий, 1968 и др.). В действительности положение оказалось значительно более сложным. На некоторых древних платформах — Северо-Американской (Biswas, Kporoff, 1974), Австралийской (Goncz, 1974), особенно в районе щитов астеносферный слой не обнаруживается до глубин 300—400 км. В то же время на всю эту глубину в мантии прослеживаются латеральные неоднородности; по некоторым данным, они проявляются между континентальными и океаническими сегментами мантии, до глубины 300—400 км (Froidevaux et al., 1977) и, возможно, 600—700 км (Sipkin, Jordan, 1976).

С этим обстоятельством связано и другое. Крупные внутриплатформенные структуры типа синеклиз и антеклиз отличаются большой устойчивостью тенденции своих движений (погружение, воздымание) во времени и положения в пространстве. То же относится к сети разломов, секущих фундамент и отчасти чехол платформ. Большую длительность формирования обнаруживают многие кольцевые интрузии ультраосновных — щелочных пород, столь характерные для платформ. Так, в Красноморских горах Северо-Восточной Африки интервал возраста отдельных фаз таких интрузий достигает 500 млн. лет (Разваляев, Шахов, 1976). Неоднократное внедрение свойственно и кимберлитовым трубкам, «корни» которых предположительно залегают на глубине более 150—200 км (Соболев, 1974)<sup>10</sup>.

Из всех этих фактов нередко делают достаточно правомерный в общем вывод о том, что они свидетельствуют о тесной и длительной связи коровых структур кратонов с верхнемантийными до значительных глубин (200 км и более), больших, чем обычно приписываемых континентальной астеносфере. Этот вывод находит подтверждение в данных о соотношениях изотопов  $Sr^{87}/Sr^{86}$  в континентальных вулканитах (Brooks et al., 1976).

---

<sup>10</sup> Этот вывод оспаривается, однако, в работе (Пейве и др., 1976), авторы которой стремятся доказать возможность значительно менее глубинного образования алмазных кимберлитов.

Думается, однако, что из всего этого не следует, что литосфера кратонов вообще не способна отделяться от мантии и испытывать дифференциальные перемещения — это отделение (decoupling — англо-американских авторов) просто должно происходить в большем интервале глубин, чем ранее допускалось. Перепад глубин кровли астеносферы между океанами и центральными частями континентов и в этом случае не столь велик, на порядок меньше, чем горизонтальные размеры литосферных плит, и кроме того, глубина залегания кровли астеносферы постепенно возрастает уже в океанах по мере движения от срединных хребтов к краям континентов, а затем в пределах последних, от их более подвижных окраин к стабильным центральным участкам. О существовании астеносферы на какой-то, пусть и значительной, глубине под такими участками говорит изостатический подъем Канадского и Балтийского щитов после снятия ледниковой нагрузки.

Кроме того, рассуждая на эту тему, следует принять во внимание еще и такие соображения. Глубина залегания астеносферы под кратонами, несомненно, не оставалась постоянной во времени. В частности, в эпохи широкого проявления траппового, платобазальтового магматизма она должна была быть относительно невелика; напротив, в эпохи образования щелочно-ультраосновных интрузий и кимберлитовых трубок она могла существенно увеличиваться в связи со снижением интенсивности теплового потока. Если в настоящее время в Австралии астеносфера не «прощупывается» до довольно значительных глубин, то это согласуется с отсутствием каких-либо проявлений на этом материке современного вулканизма. Но в относительно недалеком прошлом, в дочетвертичное время, в Восточной Австралии действовали многочисленные базальтовые вулканы, и в это время, практически в течение всего кайнозоя, астеносфера должна была занимать здесь достаточно приподнятое положение.

Логично предполагать, что эпохи «высокого стояния» и интенсивной выраженности астеносферы под кратонами, совпадавшие с эпохами платобазальтового магматизма, были особенно благоприятными для горизонтальных смещений континентальных плит, и напротив, промежуточные, вероятно, более длительные периоды должны были характеризоваться их относительно фиксированным положением, как бы «стоянием на якоре». Палеомагнитные данные по Восточно-Европейской (Кравчинский, 1973) и Африканской (Burke, Wilson, 1972), а также по всем платформам в целом (Кравчинский, 1977) согласуются с таким предположением — горизонтальные перемещения этих кратонов (а, вероятно, и других) были эпизодическими и совпадали с рубежами между основными тектоническими циклами фанерозоя. В промежуточные же эпохи следует считать с возможностью более быстрого перемещения существенно океанических плит и замедленного — существенно континентальных (Pollack, Charman, 1977).

Что же касается унаследованного развития крупных структур, разломов и кольцевых интрузий на протяжении более длительных, чем тектонический цикл (150—200 млн. лет), периодов времени, то его можно объяснить следующим. Прежде всего унаследованность положения синеклиз (и соответственно антеклиз) не абсолютная, а относительная — от цикла к циклу структура кратонов претерпевала серьезные изменения, перестройки, и даже в случае сохранения тех или иных синеклиз, они утрачивали свое ведущее значение, а их центры испытывали заметные смещения. Тенденция же к относительному сохранению более древнего структурного плана может объясняться инерционным, затухающим продолжением процессов в верхах мантии, активно развивавшихся в предыдущем цикле<sup>11</sup>.

<sup>11</sup> Как показал В. Д. Наливкин с соавторами (Клушин и др., 1969), «корни» структур типа синеклиз находятся в самых верхах мантии.

Несколько иной причиной может объясняться устойчивость сети разломов в пределах кратонов. Эта сеть первоначально формируется очень рано, по существу еще задолго до окончательного становления фундамента кратона, т. е. окончания процесса кратонизации. Угол между основными составляющими сети равен  $30^\circ$  (исходя из представления о шести сопряженных парах разломов), и в случае изменения ориентировки поля напряжений, исходя из принципов механики, следует ожидать не образования новых разломов промежуточных направлений, а возобновления подвижек по разломам ближайшего из уже существующих направлений (Буртман, 1978). В свою очередь повторное внедрение ультраосновных — щелочных магм в одних и тех же пунктах связано, очевидно, с использованием этой постоянно возобновляющейся сети разломов, в особенности узлов их пересечения.

Таким образом, все эти геолого-геофизические особенности кратонов, связанные с глубоким положением поверхности астеносферы, не находятся в коренном противоречии с возможностью их крупных горизонтальных перемещений, на которые указывают палеомагнитные, а также палеоклиматические, палеобиогеографические и другие данные.

Если в пределах кратонов мы сталкиваемся с большой глубиной залегания и слабой выраженностью (в смысле контраста вязкостей) астеносферы, в подвижных поясах-орогенах как эпигеосинклинального, так и рекуррентного и эпиплатформенного типов литосфера оказывается необычно тонкой и уже на небольших (10—15 км) глубинах подстилается областью астеносферных свойств (Tuliani, 1977). Вопрос о том, имеем ли мы здесь дело с пересекающим границу мантия/кора выступом основной мантийной астеносферы или с самостоятельным слоем, вернее, линзой частично расплавленного вещества остается пока открытым, но из общих соображений следует отдать предпочтение полиастеносферной модели (такая модель была впервые предложена Р. З. Таракановым и Н. В. Левым (1967) для Курило-Камчатского региона). Эта модель в случае орогенов подтверждается обнаружением волноводов не только в верхней мантии, но и в коре (например, в Карпатах—Чекунов и др., 1969). Теоретическое обоснование появления горизонтов частичного плавления в основании коры и ее «гранитного» слоя при повышенном тепловом потоке было предложено И. А. Резановым, А. Ш. Файтельсоном (1974).

Естественно предполагать, что каждый из таких уровней может служить потенциальной поверхностью относительных смещений одних оболочек Земли и составляющих их слоев по другим. Иначе говоря, такими поверхностями могут являться не только поверхность основной астеносферы, но и поверхности Мохоровичича и Конрада, как на это, исходя из геологических данных, уже указывали А. В. Пейве (1967, 1975) и А. Л. Книппер (1974). Действительно, большая часть тектонических покровов образовалась в результате срыва либо по поверхности консолидированной коры (покровы чехла), либо по основанию гранитного или базальтового слоев консолидированной коры (покровы основания). Породы, залегающие у поверхности Мохо, по данным драгирования в океане или непосредственных наблюдений над древними офиолитовыми комплексами на континентах, неизменно несут следы интенсивного смятия и скольжения. Такими же признаками нередко обладают ксенолиты (нодули) мантийного вещества в кимберлитах и щелочных базальтах.

Поверхности скольжения и течения вещества существуют, очевидно, и на более глубоких, подастеносферных уровнях мантии Земли (так называемая мезосфера). Недавно было показано, что подобными свойствами должны обладать также сейсмические границы раздела — уровни фазовых переходов в мезосфере. Наиболее глубокой из поверхностей дифференциального скольжения внутри Земли является, очевидно, граница между мантией и ядром.

Очевидно, должно существовать принципиальное различие между горизонтальными движениями на более поверхностных и более глубоких границах раздела. В первом случае такие движения возможны лишь в ограниченном масштабе, поскольку снижение вязкости на соответствующих границах носит лишь региональный характер. Во втором случае, начиная с поверхности «основной» астеносферы, движения могут приобрести глобальный характер. Отсюда следует, что в приповерхностной области, т. е. в коре и верхах мантии можно ожидать (что и наблюдается в действительности) локализованных раздвигов по поверхности Конрада или Мохо, ведущих к образованию авлакогенов и впадин прикаспийского или черноморского типов, и лишь глубже может происходить полный разрыв литосферы с образованием расширяющихся выступов мантии и океанов.

В зависимости от величины теплового потока и других условий утонение литосферы может протекать не только в форме раздвига, но и в форме ее растекания, особенно если в подошве слоев коры возникают зоны частичного плавления — низких скоростей сейсмических волн, которые могут подвергнуться отжиманию в сторону. Раздвиг и отжимание должны сопровождаться скучиванием материала на периферии, частным случаем которого являются субдукция и обдукция.

Особый случай может представлять смещение первого и второго слоев океанической коры по поверхности третьего слоя с последующим накоплением нового второго слоя поверх значительно более древнего третьего. Этим, возможно, объясняется нахождение более древних габбро под более молодыми базальтами.

В фазу «закрытия» океанов — геосинклинальных поясов, скучивания коры, может происходить отслаивание ее слоев и всей коры и даже литосферы в целом с образованием шарьяжных пластин, испытывающих перемещение на десятки-сотни километров. Отдельные слои литосферы при этом должны испытывать дисгармоничное смятие (А. В. Пейве) в силу различия физических свойств.

Рассмотрим теперь, как обстоит дело со вторым основным положением тектоники плит — о разделении литосферы на ограниченное число жестких плит; напомним, что первоначально речь шла о 6—8 плитах. Более детальный анализ современной сейсмичности и распределения полосовых магнитных аномалий в океанах привел к выделению значительного числа дополнительных к основным, срединно-океаническим, осей спрединга (например, Галапагосская, Западно-Чилийская, моря Скоша, Аденско-Красноморская) и тем самым к обособлению многих более мелких плит (Кокосовая, Наска, Карибская, Аравийская, Филиппинская и др.)<sup>12</sup>. В пределах континентов в основном по сейсмическим данным наметилось деление основных плит на субплиты, например Африканской плиты вдоль «линии Камеруна» и ее северо-восточного продолжения, Северо-Восточной Азии на несколько мелких субплит и т. д. Кроме того, в океанах обнаружены древние (в пределах позднего мезозоя — раннего кайнозоя) оси спрединга, например в Лабрадорском и Норвежском морях и др., что говорит о крупных и сравнительно недавних перестройках плана разделения литосферы на плиты.

Деление литосферы на плиты, очевидно, следует рассматривать в более широком аспекте, как высшее проявление ее слоисто-блоковой структуры, ее дискретного строения, делимости, фиксируемой как геологическими, так и в особенности геофизическими методами. С этой точки зрения совершенно естественно, что крупные плиты делятся на более мелкие, а последние на еще более мелкие. Кстати сказать, в советской литературе давно делались попытки выделить относительно большие плиты (второго порядка по отношению к основным) под названием гео-

<sup>12</sup> Некоторые из этих плит были намечены уже в 1968 г. (Кокосовая, Наска).

блоков (Красный, 1967) или мегаблоков; было предложено также, уже в рамках плитно-тектонических построений, выделять в пределах основных плит мезоплиты, а в составе последних — миниплиты (Д. И. Мусатов).

Факт неоднородности главных литосферных плит не подрывает, однако, основной идеи тектоники плит — идеи дискретности проявления тектонических движений и деформаций в пространстве, их концентрации на границах плит. Дело в том, что если на границах главных плит горизонтальные перемещения достигают многих тысяч километров, то на границах мелких плит они составляют всего сотни километров, а на границах субплит — десятки, максимум первые сотни километров, соответственно измеряясь на границах еще более мелких блоков километрами и меньше. О том, что горизонтальные перемещения, в основном типа сдвигов, но местами и надвигов, а также, очевидно, раздвигов, происходят и на границе относительно мелких блоков, свидетельствуют, в частности, современные данные по Восточно-Европейской платформе, особенно Украинскому щиту, где зафиксированы, например, современные подвижки по Криворожскому разлому, и Волго-Уральской области.

Уже эта категория фактов показывает, что тезис об абсолютной жесткости литосферных плит нуждается в существенных поправках<sup>13</sup>. Нельзя считать абсолютно жесткой, но уже по другой причине, и молодую, еще не вполне остывшую «новорожденную» океаническую литосферу на флангах срединно-океанических хребтов; повсеместные следы ее деформаций — непосредственное свидетельство ее пластичности. Не могут рассматриваться как абсолютно жесткие и мелкие плиты — микроконтиненты в составе геосинклинальных поясов, поскольку они обычно находятся в области значительно повышенного теплового потока, о чем говорят интенсивный магматизм, в том числе коровой гранитоидный, повторный метаморфизм, проявленный в частности, «омоложением» радиометрических датировок, а также рост гранито-гнейсовых куполов.

Надо полагать поэтому, что плитно-тектонические геометрические построения не могут иметь универсального применения и верны лишь в первом приближении. В частности, в геосинклинальных поясах, состоящих из мозаики срединных массивов — микроконтинентов, разделенных участками с океанической или субокеанической (утоненной континентальной) корой, мы можем иметь дело с ламинарным или даже турбулентным течением вещества вдоль пояса, с завихрениями, о которых пишут, например, некоторые исследователи Альпийской дуги (Caige, 1974 и др.), и только применительно к ограничениям пояса могут применяться строгие законы тектоники плит. Сказанное, однако, не подрывает большого значения последних; как справедливо подчеркивают Кс. Ле Пишон и его соавторы (1977), эти законы составляют едва ли не наиболее важное отличие плитно-тектонического неомобилизма от классического, вегенеровского, придавая ему предсказательную силу, которой был лишен последний.

Из трех типов взаимных перемещений плит наибольшие сомнения, как указывалось, вызывает конвергенция плит в форме субдукции. Тем не менее и об этом тоже уже говорилось, существование феномена субдукции становится все более реальным. Вместе с тем это явление получает все более широкую трактовку. Выясняется, что субдукция продолжается и после поглощения всей полосы океанической коры в форме коллизии континентальных блоков, т. е. поддвига одного блока континентальной коры под другой. Все более очевидно, что субдукция может иметь место и в том случае, когда блоки с нормальной континентальной литосферой разделялись в процессе геосинклинального развития пространством не с океанической, а с утоненной континентальной корой. Мно-

<sup>13</sup> К этому выводу сейчас приходит все большее число исследователей как у нас, так и за рубежом.



гие геосинклинальные системы прошлого, лишённые типичных офиолитов, но с развитием сланцево-диабазовых ассоциаций отвечали, вероятно, именно таким областям, палеогеографически это были бассейны типа краевых морей; их примерами могут служить альпийские — Большой Кавказ и, возможно, Карпаты, а также Среднеевропейские герциниды.

Субдукция может продолжаться значительное время после полной ликвидации на поверхности пространства с океанической или субокеанической корой. Об этом свидетельствует продолжающийся ещё десятки миллионов лет характерный андезитовый вулканизм — например, на Большом Кавказе или на Малом Кавказе и в Иране в неогеново-четвертичное время.

Формирование складчатых горных сооружений над зонами «первичной» субдукции обычно сопровождалось «вторичной» субдукцией по их внешней периферии, с поддвигом континентальных платформ под эти сооружения и образованием передовых (краевых) прогибов. Условием развития процесса субдукции является, очевидно, достаточно значительная разность плотностей смежных литосферных плит, не обязательно континентальной и океанической, хотя наиболее типичны именно такие соотношения.

Почти повсеместно зоны Заварицкого — Беньофа оказываются разорванными и смещёнными по простиранию поперечными разрывами. По этим разрывам происходит изменение их наклона и глубины. В профиле сейсмофокальные зоны, как давно известно, также испытывают резкие изменения наклона (с глубиной он увеличивается) и на некоторых участках прерываются. Можно думать, что каждый из таких участков сопряжен со стороны висячего крыла с горизонтальной поверхностью скольжения<sup>14</sup>, приуроченной к зоне пониженной вязкости, с которой и связано отсутствие очагов землетрясений. Над верхней из этих поверхностей, проходящей в подошве коры, обычно наблюдается сосредоточение очагов, простирающееся на значительное расстояние от зон Заварицкого — Беньофа в сторону континента.

Все эти явления наиболее ярко выражены в тех случаях, когда можно предполагать активное надвигание висячего крыла рассматриваемых зон в сторону океана, т. е. на окраинах андского типа.

Явление, противоположное субдукции и получившее название обдукции (Р. Колмен), выражающееся в надвиге пластин океанической коры на континентальную, ещё не получило достаточного объяснения, но скорее всего приурочено к бассейнам типа краевых морей и связано с серпентинизацией океанической коры, её выжиманием между смежными континентальными блоками и поднятием над уровнем последних.

Другая форма смещения плит — трансформные разломы получила блестящее подтверждение в исследованиях с подводных лодок по проекту «ФАМОУС» в Атлантике<sup>15</sup>, но само это явление также оказалось несколько более сложным, чем представлялось первоначально. По крайней мере наиболее крупные из трансформных разломов имеют подчинённую сдвиговую компоненту и продолжают в виде сдвигов в пределы смежных с данным океаном континентов. Кроме того, по простиранию эти разломы могут приобретать также надвиговый или раздвиговый характер; в последнем случае вдоль них развиваются глубоководные желоба (трансформного типа) и даже геосинклинальные системы (Антильско-Карибская, Южно-Антильская и Средиземноморская области).

<sup>14</sup> Такие горизонтальные (или субгоризонтальные) смещения предлагается называть срезами.

<sup>15</sup> В связи с этим полезно вспомнить, какое недоверие вызывали многочисленные трансформные разломы, изображённые на знаменитах физиографических картах Б. Хейзена и М. Торп.

Следующее положение тектоники плит касается постоянной и полной компенсации растяжения (спрединга) и сжатия (субдукции, обдукции, скучивания) и неизменности объема земного шара. Выше уже говорилось о невозможности принятия значительного расширения Земли. Это не исключает, однако, допущения ограниченных пульсаций ее объема, вызывающих преобладание в глобальном масштабе сжатия в одни эпохи, растяжения — в другие, со всеми сопутствующими каждому из режимов явлениями.

О возможности существования такого пульсационного ритма косвенно свидетельствует изменение скорости спрединга в океанах и происходящие время от времени изменения в направлении движения плит и даже в их конфигурации и расположении осей спрединга. Правда, остается невыясненным важнейший вопрос — как согласуются движения в океанах с движениями на континентах и по их периферии, в геосинклинальных поясах. Согласно одним предположениям, фазы деформаций сжатия в пределах последних совпадают с периодами ускоренного спрединга, что направлено на компенсацию последнего и на сохранение неизменного объема Земли. По другим, более вероятным предположениям, фазы тектогенеза отвечают перестройкам структурного плана океанов, т. е. нулевого спрединга (Pilger, 1976 и др.); в этом случае объем Земли должен испытывать пульсации.

Еще одно соображение говорит в пользу возможности таких пульсаций — отмеченный выше факт слабой выраженности и глубокого залегания астеносферного слоя под древними континентальными платформами. Возможно, что в относительно спокойные эпохи истории Земли дело ограничивалось в основном расширением океанов, а континенты оставались на месте, и только в эпохи повышенной эндогенной активности тоже приходили в движение. Косвенным подтверждением этого соображения может служить также существование в истории Земли предпочтительных эпох офиолитообразования — например, вендско-раннекембрийской, проявившейся во всем Центрально-Азиатском и, возможно, Урало-Сибирском поясах, в Северо-Атлантическом и Средиземноморском поясах. Другой такой эпохой является позднетриасовая — раннеюрская — основная эпоха мезозойско-кайнозойского офиолитообразования в Тетисе. Из этой закономерности выпадает практически непрерывное формирование океанической коры в современных океанах, начиная с поздней юры, но, быть может, это как раз указывает на общее преобладание расширения над сжатием, спрединга над субдукцией, для этого отрезка истории Земли, как считает, например Дж. Штайнер (Steiner, 1977).

По-прежнему нерешенной проблемой тектоники плит остается механизм горизонтальных движений литосферы, первоначально усматривавшийся в тепловой конвекции верхней мантии. Советские геофизики (Сорохтин, 1974; Ушаков, 1974) заменили, очевидно, совершенно справедливо, представление о тепловой конвекции представлением о конвекции термогравитационной или даже химико-гравитационной, т. е. о подъеме разогретых легкоплавких дифференциатов мантии, причем с границы ядро/мантия, где, по предположению О. Г. Сорохтина (и ранее Е. В. Артюшкова), продолжается дифференциация первичного вещества Земли на фракцию, состоящую из железа, по О. Г. Сорохтину с примесью кислорода, серы и, возможно, никеля, стекающую в ядро, и более легкую фракцию силикатного состава, поднимающуюся в верхнюю мантию и идущую на формирование океанической литосферы. Последняя в зонах субдукции расщепляется на легкие дериваты, дающие начало континентальной коре, и на тугоплавкий остаток, опускающийся вновь в низы мантии.

Вне этой схемы и близких схем зарубежных исследователей остаются, однако, тектоно-магматические процессы, протекающие, притом

нередко достаточно интенсивно, особенно в эпохи так называемой активизации, внутри литосферных плит, на значительном, нередко более тысяч километров удалении от их активных границ (так называемая внутриплитовая тектоника — *intraplate tectonics* зарубежных авторов). Для объяснения этих явлений несколько лет назад У. Дж. Морганом (Morgan, 1972) была предложена гипотеза мантийных струй (*mantle plumes*)<sup>16</sup>, т. е. струй сильно разогретого вещества, поднимающихся из нижней мантии. Место прорыва этих струй через литосферу образует «горячие точки» (*hot spots* — Burke, Wilson, 1977 и более ранние работы). Поскольку предполагается, что нижняя мантия относительно неподвижна, по крайней мере в смысле горизонтальных движений, а литосфера, напротив, перемещается по поверхности астеносферы, «горячие точки» как проекции мантийных струй должны смещаться в направлении движения плит. Иначе говоря, линейные цепочки щелочно-базальтовых вулканов в океанах и на континентах могут рассматриваться как траектории движения плит; в этом случае радиометрический возраст вулканов должен закономерно удревняться в направлении движения, или по мере удаления от современных центров вулканической активности. Изломы в плане линий, на которых расположены вулканы, соответственно должны указывать на изменение направления смещения плит во времени; время этого изменения датируется возрастом вулкана, находящегося в точке излома.

Ряд примеров подтверждает гипотезу мантийных струй и горячих точек. Одним из них является пример вулканов Гавайского архипелага и Северо-Западного (Императорского) хребта в Тихом океане, другими — вулканизм Восточно-Африканской рифтовой зоны (Казьмин, 1977) и цепочки щелочных интрузий, пересекающих Нигер и Нигерию в Африке (Karche, Vachette, 1976); в первом случае возраст вулканов систематически омолаживается к юго-востоку, во втором — к югу. Однако другие, морфологически близкие цепочки вулканов или субвулканических интрузий не обнаруживают систематического однонаправленного изменения возраста. Так обстоит дело в Юго-Западной Африке (Kröner, 1973) или архипелаге Лайн в Тихом океане (Jaggard, Clague, 1977). Подобные случаи К. С. Барк и Дж. Т. Вилсон склонны объяснить длительным стационарным положением плит и соответственно длительным фиксированным проявлением магматической деятельности. Тем же длительным воздействием мантийных струй эти исследователи, а также К. Барк и Дж. Дьюи (Burke, Dewey, 1973) объясняют формирование в пределах кратонов крупных куполовидных поднятий, которые в дальнейшем осложняются, по известной схеме Г. Клооса, грабенами-рифтами, обычно образующими тройные сочленения. Две ветви этого сочленения могут затем дать начало океаническим впадинам (и геосинклинальным поясам), а третья — «неудачница» — сохраниться в структуре кратона в виде авлакогена типа Днепровско-Донецкого, Вичиты и т. д. Так получает некоторое объяснение решающая стадия развития кратонов — авлакогенная; на базе авлакогенов затем, как показал Н. С. Шатский и подтвердила вся последующая практика, возникают синеклизы, а антеклизы и щиты обособляются как остаточные структуры. Последние, однако, в дальнейшем могут быть втянуты в более активное развитие, на что указывают проявления интрузивного магматизма и что может быть объяснено их превращением в «ловушки» для разуплотненной мантии (Яншин и др., 1977).

Изложенное представление о мантийных струях и горячих точках имеет, очевидно, достаточно серьезную фактическую основу и в принципе вряд ли может оспариваться. Остается, однако, неясным один, но

<sup>16</sup> Следует решительно протестовать против получившего у нас некоторое распространение (особенно в «Реферативном журнале») неправильного перевода термина *mantle plumes* как мантийные плюмажи.

очень важный круг вопросов,— чем определяется сама локализация мантийных струй<sup>17</sup>, каково их отношение к конвекционным течениям в мантии, что первично — струи или разломы (рифты)? Если струи поднимаются из самых низов мантии, а конвекционные течения охватывают ее верхи, непонятно, каким образом они их пересекают, сохраняя свое положение. Более логично считать, что струи зарождаются в надастеносферной области мантии, но для этого надо, учитывая щелочно-базальтовый состав связанных с ними магматитов, чтобы астеносфера занимала в данное время достаточно глубокое положение. Это в общем согласуется с представлением о повышенной активности струй в периоды стационарного положения плит. Размещение струй в пределах континентов явно контролируется внутриконтинентальными рифтовыми системами (Восточно-Африканская, Западно-Европейская, Байкальская) и разломными границами субплит (например, линия Камеруна): в океанах аналогичную роль играют рифты и трансформные разломы, причем между океаническими и континентальными рифтами и разломами существует, как известно, прямая связь. Это говорит, как будто, о предопределенности положения струй и горячих точек внутриконтинентальными раздвигами и сдвигами, тем более, что последние сами обычно развиваются вдоль более древних, нередко докембрийских, ослабленных зон. Несомненно, однако, что мантийные струи способны достигать дальнейшего развития рифтовых зон — причина и следствие здесь как бы меняются местами. Но неясно происхождение самих струй — ведь в целом континентальные платформы — это области низкого теплового потока, области нисходящих или транзитных (горизонтальных) конвекционных течений.

В связи с этим представляется довольно перспективной идея о существовании в мантии не одно-, а двухступенчатой конвекции, с более мелкими ячейками в верхней мантии, перпендикулярными к основным, более глубоким ячейкам. Эта идея была высказана Ф. М. Рихтером и Б. Парсонсом (Richter, Parsons, 1975) и получила поддержку в работе (Liu et al., 1976).

По существу нечто вполне аналогичное мантийным струям, но в значительно большем масштабе происходит при возникновении в тылу островных дуг (или вдоль их оси) мантийных диапиров, ведущих, по известной схеме Д. Карига (Karig, 1971), к образованию окраинных (и, добавим, внутренних) морей. В других случаях мы сталкиваемся с распространением на 1000 км и более от фронта конвергенции плит в глубь континентальной литосферы повышенного теплового потока, приводящего к частичному плавлению коры и к проявлению внегеосинклинального гранитного магматизма и гранито-гнейсового куполообразования (Восточно-Азиатская периферия Тихого океана в позднем мезозое).

С принципиальной точки зрения следует, вероятно, допускать возможность не только двуступенчатой, но даже многоступенчатой конвекции, охватывающей не только мантию, но в условиях высокого теплового потока и кору на отдельных ее участках. Такая конвекция, по предположению В. В. Эза (1976), имеет место при региональном метаморфизме и гранитизации. Наконец, к этой категории явлений близка и конвективная неустойчивость в осадочном слое, связанная с присутствием в средней или нижней его части галогенных толщ.

Конвекция не единственная возможная причина значительных горизонтальных движений литосферы и отдельных ее слоев. Другими такими причинами могут служить растекание астеносферных линз над зонами подъема (адвекции) мантийных дифференциатов, вызывающее расширение континентальных рифтов, а также расползание глыб утол-

<sup>17</sup> К. С. Барк и Дж. Т. Вилсон насчитывают в новейшую геологическую эпоху (последние 10 млн. лет) 122 горячие точки.

щенной литосферы (коры) в процессе восстановления изостатического равновесия (расширенный принцип изостазии Е. В. Артюшкова, 1972), ведущее к началу рифтообразования. Определенное значение должно принадлежать диапиризму, связанному с серпентинизацией мантийных ультрабазитов (Асланян и др., 1976), гравитационному сползанию литосферы с вершин мантийных диапиров. Действие этих механизмов представляется, однако, ограниченным и приуроченным к верхним частям тектоносферы.

### ФИКСИЗМ И МОБИЛИЗМ — ВОЗМОЖНОСТЬ СИНТЕЗА?

Выход на авансцену теоретической тектоники неомобилизма не приостановил поиски причин тектогенеза в противоположном направлении, исходя из принципов фиксизма. Эти принципы, основываясь на наиболее законченной и обоснованной фиксистской концепции тектогенеза — концепции В. В. Белоусова (1975, 1977), могут быть сформулированы следующим образом:

1) основным типом движений земной коры являются вертикальные движения; горизонтальные движения происходят в ограниченном масштабе (до первых десятков километров) и всегда производны от вертикальных движений;

2) вертикальные движения вызываются в конечном счете подъемом (адвекцией) глубинного вещества — продукта дифференциации мантии Земли без прорыва литосферы, что вызывает поднятия, или с ее прорывом и замещением, что вызывает опускания;

3) на всех уровнях внутри Земли определяющая роль в тектонических процессах принадлежит гравитационной неустойчивости, обусловленной инверсией плотностей.

Как видно из пункта 3, большое значение в построениях В. В. Белоусова и других современных фиксистов, из которых хотелось бы отметить западнонемецких ученых В. Кребса и Х. Вахендорфа (Krebs, Wachendorf, 1973; Krebs, 1976), придается явлениям инверсии плотностей в мантии и коре, мантийному диапиризму и гравитационным складчато-надвиговым деформациям. Реальность этих факторов, вернее, этого фактора тектогенеза подкрепляется физическим моделированием, проводимым в нашей стране сотрудниками В. В. Белоусова, а за рубежом — Х. Рамбергом (1970) (Ramberg, 1977) и его школой (впрочем, сам Х. Рамберг не придерживается строгого фиксизма).

Сопоставляя внешне столь противоположные позиции фиксистов и мобилистов, хотелось бы обратить прежде всего внимание на общие моменты — оба главных современных течения тектонической мысли усматривают основной источник тектонической и вообще эндогенной активности Земли в продолжающейся глубинной дифференциации ее вещества, происходящей скорее всего на границе мантии и ядра. Эта дифференциация поддерживается непрерывным выделением тепла в недрах Земли, что позволяет рассматривать нашу планету как тепловую машину. В вопросе о происхождении этого внутреннего тепла мнения расходятся — одни считают его в основном радиогенным, другие — продуктом самой глубинной дифференциации (Сорохтин, 1977); неясно также, но, вероятно, невелик энергетический вклад твердых приливов. Однако для обсуждаемой темы этот вопрос не имеет особого значения.

Рассматривая глубинную дифференциацию и подъем ее продуктов в верхнюю мантию и кору как главный механизм тектогенеза, фиксисты и мобилисты существенно по-разному трактуют динамику этого процесса. По мнению фиксистов, процесс этот ограничивается гравитационной адвекцией (что по существу идентично мантийным струям Моргана) и в лучшем случае некоторым латеральным (подкоровым) растеканием поднявшегося вещества, вызывающим раздвижки очень ограни-

ченного масштаба. Между тем мобилисты допускают тепловую или (лучше) химико-плотностную конвекцию, охватывающую мантию в целом. Время полного круговорота конвекционных ячеек соответствует, по О. Г. Сорохтину (1972), тектоническим (тектоно-магматическим) циклам.

Уже с принципиальной точки зрения, не говоря о физической стороне дела, позиция мобилистов представляется предпочтительней, так как она позволяет объяснить одновременно и горизонтальные, и вертикальные движения коры (литосферы). Так, наблюдаемое повсеместно в океанах погружение логично объясняется охлаждением литосферы по мере увеличения ее возраста и расстояния от срединных хребтов с их повышенным тепловым потоком. Поднятия в пределах орогенных поясов должны быть связаны со сжатием в зонах конвергенции плит и сопутствующим мантийным диапиризмом (несколько подробнее см. ниже); опускания носят сопряженный и компенсационный характер. Поднятия в области кратонов активно развиваются лишь в эпохи их активизации, под влиянием восходящих мантийных струй, а в промежуточные периоды имеют остаточную природу. Опускания на платформах наследуют зоны растяжения — авлакогены и продолжают развиваться частично в результате охлаждения и уплотнения верхней мантии под бывшими авлакогенами, частично вследствие изостатической компенсации осадконакопления.

Таким образом, вопреки некоторым недостаточно компетентным суждениям вертикальные движения литосферы находят вполне удовлетворительное толкование в рамках мобилизма, в то время как крупные горизонтальные перемещения, в особенности ведущие к образованию океанов, необъяснимы с позиций фиксизма. К этому надо добавить, что фиксизм не дает объяснения и ряду других важных тектонических явлений, в частности, общего структурного плана литосферы, в особенности системы островных дуг — глубоководных желобов и складчатых сооружений, офиолитовых поясов, зональности регионального метаморфизма и магматизма и др.

Все это приводит к выводу, что фиксизм — более ограниченная концепция, чем мобилизм, и следовательно, их объединение, синтез на равноправных началах невозможен. Речь может идти лишь о включении в расширенную теорию мобилизма наиболее ценных элементов современной фиксизма, тех элементов, которые касаются процессов и их механизмов, наиболее удачно описываемых в работах представителей данного направления. Интеграция подобных элементов по существу началась уже при создании основ неомобилизма; достаточно упомянуть о субдукции (А. Амштютц, 1938), о зонах Вадати — Заварицкого — Беньофа, о сочетании окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов (Г. Штилле, 1955). То же касается и явления гравитационной неустойчивости и связанного с ней мантийного и корового диапиризма (Белоусов, 1975, 1977), наблюдаемого в зонах высокого теплового потока.

К таким зонам относятся, в частности, области эпиплатформенного (вторичного, рекуррентного) орогенеза типа Тянь-Шаня или Байкало-Станового нагорья. Наблюдаемый здесь повышенный тепловой поток и подъем поверхности астеносферы естественно наводят на мысль о том, что именно с ними связано образование соответствующих горных систем. Исследование поверхностных сейсмических волн недавно показало, что высочайшее и крупнейшее в мире нагорье Тибета подстилается мощной разуплотненной, очевидно, частично расплавленной корой (Bird, Toksöz, 1977). И однако же учет деталей структурного плана — правильное чередование поднятий и прогибов (в случае Тянь-Шаня) и особенно закономерное развитие диагональных сдвигов — правых северо-западного простираания и левых северо-восточного однозначно ука-

зывает на образование всего Центрально-Азиатского пояса в обстановке регионального сжатия в меридиональном направлении, согласующегося с предположением о коллизии Индостанской и Европейской плит (Макаров, 1977; Расцветаев, 1973; Molnar, Tarronnier, 1975). Аналогичный структурный рисунок характерен для молодых горных сооружений Копетдага, Кавказа и Карпат, и стало быть, их образование, включая утолщение коры, должно быть связано с тем же механизмом коллизии плит, поддвига одних континентальных плит (Африканской, Аравийской, Индостанской) под другие (Евразийская плита и ее субплиты). Сейсмологическая информация подтверждает такое заключение (Кучай, 1975 — на примере Средней Азии; Molnar, Tarronnier, 1975 — для Центральной Азии).

Эти данные показывают, что первичным механизмом в процессе горообразования является утолщение и коробление коры (литосферы) в результате общего сжатия, конвергенции, коллизии литосферных плит, а вторичным — возрастание теплового потока в ходе этого процесса и его концентрация в пределах поднятий, ведущая к частичному плавлению верхов мантии и коры, к рифтогенезу (Байкал), к нарушению изоσταзии и движениям — вертикальным и горизонтальным, направленным на ее восстановление<sup>18</sup>.

Другим дополнительным механизмом тектогенеза, его вертикальной компоненты служат, очевидно, фазовые превращения вещества коры и мантии — переход базальт — эглогит (см. например, Яншин и др., 1977) и минеральные преобразования на более глубоких уровнях, связанные опять-таки с вариациями теплового потока и не препятствующие, по мнению специалистов, конвективным течениям в мантии.

По периферии областей спрединга, в пределах континентальных окраин, а также в некоторых внутренних или окраинных морях типа Тирренского, Японского («мозаичный тип») и в фазу, переходную между континентальным и океаническим рифтогенезом, утяжелению и опусканию континентальной коры может способствовать внедрение даек и силлов основной магмы. Этот процесс непосредственно наблюдается по периферии Красного моря и в Афаре; он соответствует механизму, который В. В. Белоусов считает главным механизмом океанообразования, но, очевидно, действует лишь на эмбриональной стадии последнего.

Нельзя, наконец, не учитывать влияние на тектогенез, пусть и слабо подчиненного, ротационного режима планеты и его изменений. Достаточно очевидно ротационное происхождение (другого объяснения по существу не было предложено) планетарной сети разломов. Трудно найти также другое объяснение преимущественной ориентировке островных дуг и глубоководных желобов выпуклостью на восток, осей спрединга и трансформных разломов в меридиональном и широтном направлениях. Обращает на себя внимание (Л. П. Зоненшайн, устное сообщение) преимущественное расположение полюсов раскрытия океанов в полярных областях Земли.

Закономерная ориентировка сетки разломов относительно современной фигуры Земли, пересечение ими самых разнообразных структур литосферы являются, пожалуй, одним из наиболее серьезных аргументов в арсенале критиков мобилизма. Следует, однако, заметить прежде всего, что, как показал, в частности, опыт составления карты разломной тектоники СССР, эта сетка не столь уже идеально правильна — разломы не строго прямолинейны, прерывисты, нередко расползены кулисообразно. Как правило, поперечные к складчатым геосинклинальным системам разломы часто прерываются как раз на участках пересечения

<sup>18</sup> Непонимание действительных соотношений этих процессов привело некоторых исследователей (например, Артюшков, 1976; Николаев, 1977) к неверному выводу о том, что тектоника плит неспособна объяснить новейшее горообразование и сопутствующие ему явления.



эвгеосинклинальных зон, возникших на океанической коре; однако было бы удивительным, если бы они не прослеживались и в пределах этих зон (что иногда и наблюдается) как реликты трансформных разломов. Далее, как отмечалось уже выше, при изменении поля напряжений или расположения плит энергетически более выгодным оказывалось возобновление старых разломов, чем заложение новых. Наконец, само перемещение плит происходило, как уже отмечал автор, не беспорядочно, а, видимо, по определенным законам. То же вытекает и из конкретных построений Л. П. Зоненшайна и А. М. Городницкого (1977).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе была сделана попытка прежде всего показать, что с созданием новой тектонической концепции — тектоники плит или новой глобальной тектоники в геотектонике и теоретической геологии вообще наступил новый этап развития, закономерно связанный с современной научной революцией в естествознании и технике. Основные положения тектоники плит в общей форме подтверждены всей суммой разнообразной геолого-геофизической информации, стремительное накопление которой в последнее десятилетие стимулировалось самим появлением новых идей в тектонике. Большое значение будет иметь прямая проверка представлений о крупных горизонтальных смещениях литосферы методом интерференционной радиоастрономии и с помощью установленных на Луне лазерных отражателей, ожидаемая в ближайшие годы. Важно подчеркнуть, что тектоника плит в отличие от всех предшествующих тектонических гипотез уже имеет на своем счету ряд оправдавшихся прогнозов (возраст базальтов в подошве осадочного слоя, предсказанный по полосовым магнитным аномалиям, характер смещений по трансформным разломам и др.).

Накопление нового фактического материала не просто принесло общее подтверждение принципов неомобилизма, сформулированных между 1962—1963 и 1967—1968 гг., но и потребовало их существенного дополнения и даже определенного изменения, что и было подробно рассмотрено выше. В целом первоначальная концепция испытала заметное расширение и приобрела большую гибкость. Эволюция эта оказалась и несомненно окажется еще в ближайшем будущем настолько значительной, что появятся основания ожидать перерастания плитно-тектонического варианта неомобилизма в более общую теорию глобального тектогенеза. Эта теория, надо полагать, включит в себя и наиболее рациональные элементы современного фиксизма (гравитационная неустойчивость и порождаемый ею мантийный и коровой диапиризм, вертикальные движения вследствие фазовых превращений вещества и внедрений мантийного материала), а также будет учитывать пульсации объема Земли и влияние изменений ротационного режима планеты.

Возрождение, в существующей новой форме, идей мобилизма имело в истории геотектоники и геологии в целом прогрессивное значение, несмотря на некоторую узость их первоначального воплощения в тектонике плит. Перспектива дальнейшего развития тектонической науки состоит, по мнению автора, в преодолении этой узости и создании более широкой теории, органически включающей некоторые положения фиксистских гипотез тектогенеза. Существует также ряд важных проблем, полностью оставшихся за рамками тектоники плит. Одной из таких проблем является проблема закономерностей пространственного размещения и ориентировки главных структурных форм литосферы, в первую очередь происхождения основной дисимметрии Земли, а также причин периодических перестроек структурного плана литосферы. Другая крупная проблема — роль тектогенеза в изменении состава и строения оболочек Земли в ходе ее истории. Один из наиболее ясных аспектов этой

проблемы — характер процессов, приводящих к преобразованию океанической коры в континентальную, процессов первичного андезито- и гранитообразования.

Совершенно очевидно, что советские тектонисты могут и должны внести свой весомый вклад в решение как этих проблем, так и развития тектонической теории в целом, в сотрудничестве с учеными других стран.

В заключение хочу искренне поблагодарить А. В. Пейве, Ю. М. Пушаровского и М. С. Маркова за конструктивные замечания.

### Литература

- Алексеев А. С., Ваньян Л. Л., Бердичевский М. Н., Николаев А. В., Окулесский Б. А., Рябой В. З.* Схема астеносферных зон Советского Союза.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4.
- Артюшков Е. В.* Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1970, № 5.
- Артюшков Е. В.* Происхождения больших напряжений в земной коре.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 8.
- Артюшков Е. В.* Земля — подобие тепловой машины.— «Техника молодежи», 1976, № 111.
- Асланян А. Т., Арутюнян А. В., Воларович М. П., Левыкин А. И.* Об одном возможном механизме становления гипербазитовых поясов и спрединговых структур литосферы.— Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1976, № 5.
- Белоусов В. В.* Основы геотектоники. М., «Недра», 1975.
- Белоусов В. В.* Гравитационная неустойчивость и развитие структуры материков (попытка синтеза).— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1977, № 1.
- Бондаренко Б. А., Гаркаленко И. А., Журавлев А. И., Казьмин Ю. Б., Казимиров А. А., Ковалев В. И., Ушаков С. А.* Новые данные о глубинном строении земной коры Курило-Камчатского желоба.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 1.
- Буртман В. С.* Стационарная сеть разломов континентов и мобилизм.— Геотектоника, 1978, № 3.
- Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Гаранин А. В.* Основные черты магматизма дна океана.— В кн.: Проблемы петрологии. М., «Наука», 1976.
- Зоненшайн Л. П., Городницкий А. М.* Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Статья 1.— Геотектоника, 1977, № 2; статья 2.— Геотектоника, 1977, № 3.
- Казьмин В. Г.* «Горячие точки» Земли.— «Природа», 1977, № 7.
- Кашушин Н. Г., Наливкин В. Д., Шаблинская Н. В.* О возможных глубинах корней платформенных структур.— Геотектоника, 1969, № 1.
- Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. М., «Наука», 1974.
- Кравчинский А. Я.* О сопряженности палеомагнитных и палеогеографических перестроек на Восточно-Европейской платформе.— Геотектоника, 1973, № 6.
- Кравчинский А. Я.* Палеомагнитные и палеогеографические перестройки на докембрийских платформах. М., «Недра», 1977.
- Красный Л. И.* Геоблоки.— Геотектоника, 1967, № 5.
- Крашенинников В. А.* Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Индийский океан).— В сб.: Вопросы микропалеонтологии. М., «Наука», 1977, вып. 19.
- Кучай В. К.* Поле тектонических напряжений, поверхность свободной мантии, сейсмичность и орогенез.— В кн.: Геофизические поля и сейсмичность. М., «Наука», 1975.
- Ле Пишон К. С., Франшто Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. М., «Мир», 1977.
- Лобковский Л. И., Сорохтин О. Г.* Пластические деформации океанической литосферы в зоне поддвига плит.— В кн.: Тектоника литосферных плит (динамика зоны поддвига). М., Ин-т океанологии АН СССР, 1976.
- Лучицкий И. В.* О кислых магматических породах океанов.— Геотектоника, 1973, № 5.
- Любимова Е. А.* Разработка геотермических моделей.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1977, № 1.
- Магницкий В. А.* Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М., «Наука», 1968.
- Макаров В. И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М., «Наука», 1977.
- Маракушев А. А., Фролова Т. И., Яковлева Е. Б., Емельяненко П. Ф.* Магматизм и земная кора.— Вестн. МГУ. Геол., 1977, № 1.
- Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. М., «Недра», 1976.
- Муратов М. В.* Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975.
- Николаев Н. И.* Геоморфологические и неотектонические аспекты новой концепции глобальной тектоники литосферных плит.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1977, № 4.
- Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., «Мир», 1974.

- Пейве А. В.* Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1967, № 5.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В.* Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5.
- Пейве А. В., Перфильев А. С., Савельев Г. Н.* Глубинные включения, кимберлиты и проблема дрейфа континентов.— Сов. геология, 1976, № 5.
- Развалляев А. В., Шахов Г. П.* Новые данные о кольцевых интрузиях Красноморской рифтовой зоны.— Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 4.
- Рамберг Х.* Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М., «Мир», 1970.
- Расцветаев Л. М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени.— В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, сб. 5. Изд-во МГУ, 1973.
- Резанов И. А., Файтельсон А. Ш.* Механизм образования океанической коры.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1974, № 2.
- Соболев Н. В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Соболев В. С.* Образование магм и магматических горных пород.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии, Новосибирск, 1976.
- Сорохтин О. Г.* Дифференциация вещества Земли и развитие тектонических процессов.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 7.
- Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974.
- Сорохтин О. Г.* Энергетический баланс Земли.— В сб.: Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М., Ин-т океанологии АН СССР, 1977.
- Тараканов Р. З., Левый Н. В.* Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 3.
- Ушаков С. А.* Строение и развитие Земли. Физика Земли, т. 1. М., 1974.
- Чекунов А. В., Ливанова Л. П., Гейко В. С.* Глубинное строение земной коры и некоторые особенности тектоники Закарпатского прогиба.— Сов. геология, 1969, № 10.
- Эз В. В.* Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М., «Наука», 1976.
- Яншин А. Л., Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е.* Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 5.
- Bird J. M., Toksöz.* Strong attenuation of Rayleigh waves in Tibet.— Nature, 1977, v. 266.
- Biswas N. N., Knopoff L.* The structure of the upper mantle under the United States from the dispersion of Rayleigh waves Geophys.— J. Roy. Astron. Soc., 1974, v. 36.
- Brooks C., James D. E., Hart C. E.* Ancient lithosphere: its role in young continental volcanism.— Science, 1976, v. 193.
- Burke K., Dewey J. F.* Plume generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to older rocks.— J. Geol., 1973, v. 81.
- Burke K., Wilson J. T.* Is the African plate stationary.— Nature, 1972, v. 239.
- Burke K. C., Wilson J. T.* Hot spots on the Earth's surface.— Sci. Amer. 1977.
- Caire A.* Tectonique spirale en Mediterranee centrale.— C. R. Acad. Sci., Paris, 1974, t. 278, ser. D.
- Dewey J. F., Bird J. M.* Plate tectonics and geosynclines.— Tectonophysics, 1970, v. 10.
- Dietz R. S., Holden J. S.* The breakup of Pangea.— In: Continents drift, Freeman a. Co, San-Francisco, 1972.
- Froidevaux C., Shubert G., Yuen D. A.* Thermal and mechanical structure of the upper mantle: a comparison between continental and oceanic models.— Tectonophysics, 1977, v. 37.
- Gilluly I., Reed I. C. Jr., Cady W. M.* Sedimentary volumes and their significance.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81.
- Gonciz J. H.* Upper mantle shear velocity differences beneath Australia by surface waves analysis and inversion, 10 to 200 second period range.— EOS Trans. Amer. Geophys. Union, 1974, v. 56.
- Jarrard R. D., Clague D. A.* Implications of Pacific island and seamount ages for the origin of volcanic chains.— Revs. Geophys. and Space Phys., 1977, v. 15, No. 1.
- Karche J.-F. et Vachette M.* Migration des complexes subvolcaniques a structure annulaire du Niger.— C. R. Acad. Sci. Paris, 1976, t. 282, No. 23, ser. D.
- Karig D.* Origin and development of marginal basins in the western Pacific.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 1.
- Krebs W., Wachendorf H.* Proterozoic — Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution.— Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, No. 8.
- Krebs W.* Formation of South West Pacific island arc-trench and mountain systems: plate or global-vertical tectonics? — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1976, v. 59, No. 9.
- Kröner A.* Comments on «Is the African plate stationary?» — Nature, 1973, v. 243, No. 5401.
- Liu H. Sh., Chang E. S., Wyatt G. R.* Small — scale mantle convection system and stress field under the Pacific plate.— Phys. Earth Planet. Inter., 1976, v. 13.
- Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision.— Science, 1975, v. 189, p. 419.
- Morgan W. J.* Convection plumes in the lower mantle.— Nature, 1972, v. 230.

- Pilger A.* The contemporaneous tectonic events of the Indian ocean and neighbouring areas.— *Abh. Braunschweig. wiss. Ges.*, 1976, v. 26.
- Pollack H. N., Chapman D. S.* On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness.— *Tectophysics*, 1977, v. 38.
- Ramberg H.* Some models illustrating tectonic and other processes in the lithosphere and upper mantle.— In: *Europe from crust to core*. John Wiley, L.— N. Y.— Sydney— Toronto, 1977.
- Richter F. M., Parsons B.* On the interaction of two scales of convection in the mantle.— *J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80.
- Sipkin S. A., Jordan T. H.* Lateral heterogeneity of the upper mantle determined from the travel times of multiple ScS.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, No. 35.
- Smith A. G., Briden J. C.* Phanerozoic world maps.— In: *Organism and sediments through time*. Sp. Pap. Paleontology 12, Paleont. Assoc., London, 1973.
- Steiner J.* An expanding Earth on the basis of sea-floor and subduction rates.— *Geology*, 1977, v. 5, No. 5.
- Tuliani L. I.* Lithosphere thickness in orogenic regions. *Abstr. Earth rheology a. Late Cenozoic isostatic movements symposium*, Stockholm, 1977.

Московский государственный  
университет им. М. В. Ломоносова

Статья поступила  
28 ноября 1977 г.

---

УДК 551.243

В. С. БУРТМАН

**СТАЦИОНАРНАЯ СЕТЬ  
РАЗЛОМОВ КОНТИНЕНТА И МОБИЛИЗМ**

Обсуждена проблема становления и функционирования стационарной сети разломов в движущемся и вращающемся континенте. Рассмотрена история формирования этой сети разломов. Обосновано предположение, что 4—6-компонентная сеть разломов, наблюдаемая на континентах, является полностью насыщенной системой. Такая насыщенная сеть разломов остается неизменной при любых изменениях поля напряжений, перемещениях и вращениях континента.

Изучение распространения разломов земной коры, проведенное разными исследователями с применением весьма точных методов (включая анализ карт, дешифрирование аэрофото- и космических снимков), показывает, что разломы ориентированы в пространстве не беспорядочно, не в любых направлениях, а расположены под определенными углами друг к другу. Результаты этих исследований уже давно позволили сделать вывод о том, что для континентов характерны четыре направления разломов с интервалом между ними в 30—60°, в идеальном случае — 45°. Эти четыре системы разломов обычно объединяют попарно. Каждая из парных систем состоит из двух лучей, направленных в идеальном случае под 90° друг к другу. Какое-либо направление разломов оказывается ближе других к простираению меридиана. Парную систему, которой принадлежат эти разломы, называют ортогональной, а вторую парную систему — диагональной. На обширных пространствах Евразии и Северной Америки современные смещения по разломам диагональной системы имеют большей частью сдвиговый характер, а по разломам ортогональной системы преобладают вертикальные перемещения (Суворов, 1968; Ravoni, 1966; и др.). В некоторых регионах выделены шесть направлений разломов<sup>1</sup> (Киселев, Королев, 1964; Херасков, 1977; Чебаненко, 1963; Якубов и др., 1976).

Перечисленные закономерности установлены на разных континентах. Это послужило основанием для мнения о том, что существует единая глобальная сеть разломов земной коры, которая обусловлена полем глобальных напряжений, имеющим постоянную ориентировку (Воронов, 1968; Каттерфельд, Чарушин, 1970; Суворов, 1968; Чебаненко, 1963; Moody, 1966; Sonder, 1947). Вместе с тем изучение истории перемещений по разломам показало, что направление движения по ним со временем может меняться, отражая изменения в ориентировке поля напряжений. Изменения направления движений по разломам описаны в Северном Таджикистане, Казахстане и других районах (Афоничев, Боровиков, 1975; Вировлянский, 1960; Вольфсон, 1947; Гзовский, 1975; Суворов, 1968; Шихин, 1960; Illies, Greiner, 1976).

<sup>1</sup> Д. Муди и М. Хилл (1960; Moody, Hill, 1964; Moody, 1966) считают, что в земной коре развиты сдвиги восьми направлений. Эта 8-компонентная система разломов получена ими путем совмещения на одной диаграмме данных по нескольким континентам. Из изложенного далее будет ясно, почему такой подход к обобщению неприемлем.

Представления о существовании единой сетки разломов, охватывающей всю земную кору и обусловленной глобальными напряжениями, находятся в противоречии с мобилистскими представлениями о перемещении и вращении континентальных блоков. Это противоречие используют как аргумент против мобилизма (например, см. Постельников, 1976; Sonder, 1947).

Д. Мууди (Moody, 1966) пытался разрешить указанное противоречие, предположив, что блоки земной коры перемещаются на большие расстояния, используя разломы единой глобальной сетки в качестве направляющих. В. Е. Хаин (1972, 1975), стремясь увязать такие перемещения с результатами палеомагнитных исследований, дополнил эту идею предположением о том, что ось вращения Земли и ее магнитные полюса изменяют свое положение в пространстве скачками, равными угловому расстоянию между компонентами глобальной сетки разломов. Очевидно, что рассмотренный механизм движения блоков земной коры не допускает значительного вращения этих блоков. Между тем вращение континентов и их отдельных частей друг относительно друга хорошо обосновано палеомагнитными исследованиями.

В этой статье автор стремится согласовать между собой следующие факты. 1. На каждом континенте существует устойчивая во времени (стационарная) сеть разломов, которая состоит из 4—6 компонентов (направлений). 2. Движения по разломам стационарных сетей разных континентов в определенные эпохи подчиняются единой закономерности. 3. Континенты и их части могут испытывать вращение в горизонтальной плоскости на любой угол.

#### УСЛОВИЯ СУЩЕСТВОВАНИЯ СТАЦИОНАРНОЙ СЕТИ РАЗЛОМОВ

Вопросы, которые необходимо рассмотреть, следующие. Что произойдет с сетью разломов континента, если изменится ориентировка силового поля или континент будет вращаться в неизменном силовом поле? Будут ли при таком вращении непрерывно возникать разломы новых направлений, отвечающие каждому новому положению континента относительно силового поля? Сведения по интересующему вопросу можно почерпнуть из исследований трещиноватости древних пород, которые в разные эпохи испытали воздействие по-разному ориентированных сил (Борисова, 1973; Кригер, 1951; Путинцева, 1973; Шульц, 1969, и др.). На обнажениях таких пород можно видеть, что угол между системами трещин всегда более какой-либо определенной величины — обычно он более  $20^\circ$ . Можно думать, что эта закономерность отражает физическое свойство породы в отношении сколовой деформации. В этом случае при изменении ориентировки поля напряжений<sup>2</sup> порода устойчива (в отношении к рассматриваемому типу деформации) в интервале  $20^\circ$  или более.

Обращаясь при решении поставленной задачи к трещиноватости, необходимо иметь в виду, что полученный ответ неточен. Во-первых, неизвестно, как и сколько раз менялась ориентировка поля напряжений. Во-вторых, аналогия между трещинами в породе и разломами в земной коре ограничена, так как физические свойства этих тел не идентичны. Вместе с тем как качественный вывод полученный результат вполне приемлем. Величина же угла, в пределах которого земная кора устойчива к сколовой деформации в переменном по направлению поле напряжений, может быть иной.

Большой интерес представляло бы экспериментальное воспроизведение сколовых деформаций в переменном по направлению силовом

<sup>2</sup> Во всех полях напряжений, обсуждаемых в этой статье, одно из главных напряжений ориентировано вертикально, а два других главных напряжения (включая наибольшее) лежат в горизонтальной плоскости.

поле. Автору не удалось обнаружить описания такого эксперимента. Подобный эксперимент с моделированием повторных складчатых деформаций был проведен С. Гхошем и Х. Рамбергом (Ghosh, Ramberg, 1968). Минимальный угол между осями складок, которые возникали при изменении направления приложения сил, составил  $30^\circ$ . Это означает, что наибольшее число возможных простираний складок равно шести. Вполне возможно, что и минимальный угол ( $\gamma_{\min}$ ) между системами разломов также близок к  $30^\circ$ . Это хорошо согласуется с тем, что наибольшее число систем разломов, известное на континентах, равно шести.

Изменение ориентировки силового поля относительно континента может происходить двумя путями. Первый вариант: постепенное изменение ориентировки. В природных условиях этот вариант может реализоваться в случае вращения континента в глобальном силовом поле. При этом новые системы разломов будут возникать с интервалами, равными  $\gamma_{\min}$ . Если  $\gamma_{\min} = 30^\circ$ , то максимально возможное число систем разломов — шесть. Второй вариант: ориентировка силового поля скачкообразно изменяется на угол  $\alpha$ . При  $\alpha < \gamma_{\min}$  новые системы разломов не возникнут. В частном случае при  $\alpha = \gamma_{\min} = 30^\circ$  возможно формирование сети разломов, состоящей из шести компонентов. При  $\alpha > \gamma_{\min} = 30^\circ$  число возможных направлений ограничено четырьмя или пятью. Формирование 5-компонентной сети разломов мало вероятно, так как системы разломов чаще возникают попарно. Можно думать, что 6-компонентная сеть разломов формируется, как правило, первым путем, а 4-компонентная сеть — вторым путем.

Со значительной долей вероятности можно считать, что 4- и 6-компонентные сети разломов континентов являются полностью насыщенными, т. е. после формирования такой насыщенной сети разломов дальнейшие изменения ориентировки поля напряжений не приведут к возникновению новых систем разломов. Изменится лишь направление смещений по существующим разломам. На этой основе можно сделать следующие выводы. 1. Существование стационарной сети разломов континента не свидетельствует о стационарном положении поля напряжений. 2. Вращение континента относительно силового поля или изменение ориентировки силового поля не приводят к перестройке насыщенной сети разломов континента.

### ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТАЦИОНАРНОЙ СЕТИ РАЗЛОМОВ

Исследуя геологическую историю, можно видеть, как те или иные разломы зарождаются на определенных стадиях тектонического процесса, функционируют в течение какого-либо промежутка времени, а затем либо отмирают, либо консервируются. Движения по консервированному разлому могут возобновиться в новых тектонических условиях. Рассмотрим, какие из этих структур становятся элементами стационарной сети разломов континента. В качестве иллюстраций автор будет приводить примеры из палеозойских складчатых систем.

Наиболее ранними разломами были разломы, существовавшие в породах океанической коры. Позднее те океанические структуры, следы которых мы видим на континентах, были закрыты. Их края, сложенные породами континентальной коры, сомкнулись. В процессе закрытия океанических структур вместе с океанической корой исчезали и разломы, существовавшие в пределах этой коры. Следы закрывшихся океанических структур — океанические сутуры — известны на континентах (рис. 1). Но эти сутуры были сформированы позднее — в эпоху шарьирования. Вывод о том, что в закрывшихся океанических структурах существовали разломы, можно сделать главным образом на основе принципа актуализма — такие разломы многочисленны в современных океа-



нических структурах. Лишь сейсмофокальные зоны геологического прошлого оставили память о своей былой активности в виде вулканических поясов, расположенных вблизи бывших краев континентов и микроконтинентов. Как пример на рис. 1 показан палеозойский краевой вулканический пояс в Тянь-Шане. Место выхода на земную поверхность сейсмофокальной зоны, с которой был связан этот вулканический пояс, перекрыто в позднем палеозое пластиной пород континентальной коры (Буртман, 1973, 1976).

Разломы, развитые на континентах в пределах складчатых поясов, были сформированы во время сближения континентальных блоков, за-

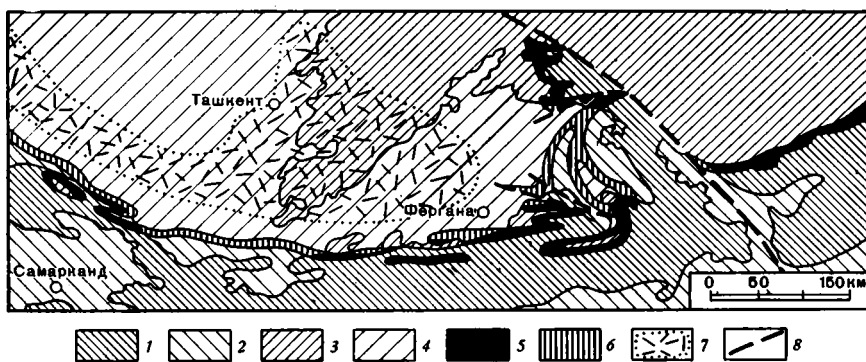


Рис. 1. Океаническая сutura в палеозоидах Тянь-Шаня

1—2 — породы Алайско-Таримского континента (1 — обнаженные, 2 — под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений); 3—4 — породы Киргизского континента (3 — обнаженные, 4 — под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений); 5 — породы палеозойской океанической коры, которые маркируют сутуру Туркестанского океана (5 — обнаженные, 6 — под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений); 7 — позднепалеозойский краевой вулканический пояс; 8 — главные сдвиги

крытия океанических структур и при последующей деформации сомкнувшихся континентов. В этом процессе могут быть выделены три этапа (рис. 2), для которых характерны деформации разного стиля (Буртман, 1976).

Главными структурами I этапа деформации являются шарьяжи. В каледонском складчатом поясе, который протягивается из Северной Европы в Аппалачи, формирование шарьяжей происходило в ордовике и силуре. В ордовике указанные структуры возникли на канадском краю Протоатлантической океанической структуры. Эти шарьяжи широко распространены в Северных и Грампианских нагорьях Шотландии и в Северных Аппалачах. В позднем силуре Протоатлантическая океаническая структура закрылась, Канадский и Балтийский континенты сомкнулись. При этом в бывшей краевой части Канадского континента на территории Северных Аппалач и Шотландии возникли шарьяжи, двигавшиеся в сторону Канадского щита. В Скандинавии вслед за закрытием Протоатлантического океана породы Канадского континента были надвинуты на край Балтийского континента и возникла многослойная система шарьяжей, имеющая вергентность в сторону Балтийского щита.

В варисских геосинклинальных системах формирование шарьяжей происходило в каменноугольное время в связи с закрытием варисских океанических структур. Таковы шарьяжи в европейских варисцидах, Южных Аппалачах, на Урале, в варисцидах Тянь-Шаня. В Тянь-Шане вследствие закрытия Туркестанской океанической структуры в среднем карбоне сблизилась Киргизский и Алайско-Таримский континенты. Вслед за закрытием океанической структуры породы Киргизского кон-

тинента были надвинуты на Алайско-Таримский континент. Возникшая при этом многослойная система шарьяжей подобна описанной в скандинавских каледонидах.

Все рассмотренные шарьяжи возникли, функционировали и отмерли на I этапе деформации геосинклинальной системы. За редким исключением, движения по этим поверхностям шарьирования никогда не возобновлялись. Шарьяжи, видимые в пределах складчатой системы, возникли путем отслоения верхней части океанической и самой верхней части континентальной коры. Поверхности отслоения и шарьирования не проникали глубоко в кору континентов. При более поздних дефор-

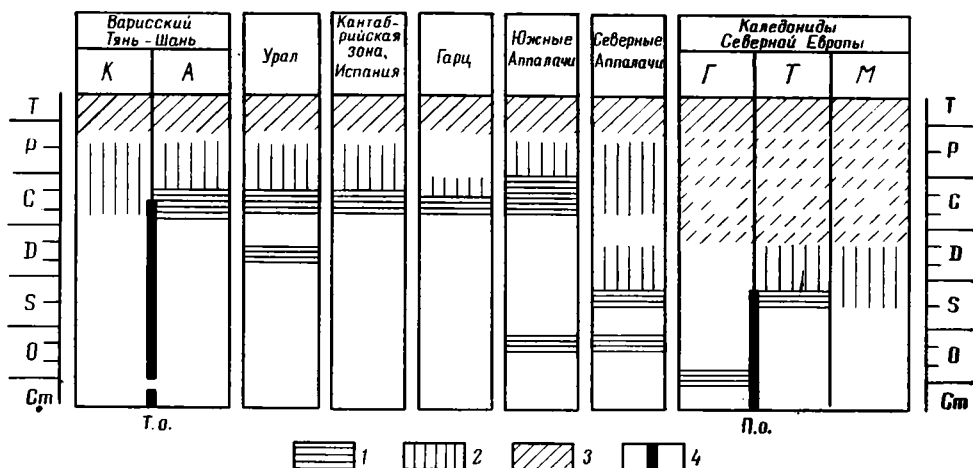


Рис. 2. Этапы деформации геосинклинальных систем

1—I этап: формирование шарьяжей; 2—II этап: формирование взбросов, сбросов, вертикальных складок; 3—III этап: формирование сдвигов, надвигов, горизонтальных складок; 4—время существования океанических структур (Т. о.—Туркестанская океаническая структура в варисцидах Тянь-Шаня, П. о.—Протоатлантическая океаническая структура в каледонидах Северной Европы—Аппалач). Ряды деформаций. К—Киргизский, А—Алайский, Г—Грампианский, Т—Тронхеймский, М—Мофатский

мациях указанные поверхности шарьирования были смяты в складки и приобрели различный наклон и ориентировку. Линии их выхода на поверхность извилисты. Морфология рассмотренных разломов I этапа деформации и отсутствие более поздних движений свидетельствуют о том, что эти разломы не участвуют в формировании стационарной сети разломов континента.

II этап деформации геосинклинальной системы сопровождается горообразованием. Эта деформация—результат коробления краевых частей сближающихся континентов, а главным образом—результат совместного коробления сомкнувшихся континентов. Указанная деформация часто происходит в том же поле напряжений, что и шарьирование, отличаясь стилем деформации. Главные складчатые структуры складчатого пояса возникают на этом этапе. Среди разломов II этапа деформации преобладают взбросы и сбросы. Эти разломы формируются вместе со складчатыми структурами и ориентированы вдоль складчатой системы. Они проникают в земную кору континента на большую глубину по сравнению с разломами предыдущей стадии деформации. Часть разломов II этапа деформации отмирает в конце этапа, но по многим из них движения впоследствии неоднократно возобновляются. Такие разломы участвуют в формировании стационарной сети разломов континента (рис. 3). При этом используется готовый сместитель разлома, а направление смещения по нему диктуется новыми условиями и мо-



Рис. 3. Сеть разломов Западного Тянь-Шаня, активных в мезозое — кайнозое (1а, 2а, 3а, 4а — активность доказана, 1б, 2б, 3б, 4б — активность предположительна)

1—3 — разломы на территории варисцид: 1 — возникшие на II этапе деформации варисцид, 2 — возникшие на III этапе деформации варисцид, 3 — возникшие в альпийское время и неизвестного происхождения; 4 — разломы на территории каледонид; 5—6 — территория варисцид (5 — четвертичные отложения, 6 — дочетвертичные образования); 7 — каледониды; 8 — альпиды

жет не совпадать с первоначальными перемещениями. Интересна в этом отношении судьба варисцийских дуг Южного Тянь-Шаня — Кызылкума. Складчатые структуры и разломы, возникшие в этом регионе на II этапе варисцийских деформаций, имеют в Алае (2, рис. 3) широтное простираание. В западной части Туркестанского хребта и на территории Южного Кызылкума (1, рис. 3) направление этих структур плавно меняется на северо-западное. Дугообразная форма этой части варисской складчатой системы может быть первична. В восточном направлении широтные структуры Алая также дугообразно изгибаются и на территории Восточного Алая (3, рис. 3) приобретают северо-восточное простираание. Восточно-Алайская дуга вторична. Она возникла в позднем палеозое на третьем этапе деформации складчатой системы (Буртман, 1976). При формировании стационарной сети разломы, расположенные на крыльях указанных дуг, вошли в состав разных компонентов стационарной сети. Разломы широтного простираания — в состав ортогональной парной системы, разломы северо-западного и северо-восточного крыльев дуг — в состав диагональной парной системы. В результате разломы этих трех направлений, имеющие разное происхождение, функционируют как сопряженные системы разломов. По-видимому, такова общая судьба дуговых структур после завершения складчатого процесса.

Главные разломы, возникающие на заключительном (III) этапе деформации геосинклинальной системы, — сдвиги и сопряженные с ними надвиги. В общем случае сдвиги являются секущими по отношению к простираанию более ранних структур складчатой системы. Для тех участков складчатого пояса, на которых ориентировка поля напряжений во время II и III этапов деформации совпадает, правые и левые сдвиги образуют диагональную систему секущих разломов, симметричную по отношению к простираанию структур второго этапа деформации. Так, например, ориентировка сдвигов по отношению к структурам II этапа деформации в варисцидах Тянь-Шаня (см. рис. 3). В случае иной ориентации поля напряжений III этапа этой симметрии не будет, и в частном случае одно из направлений сдвигов может совпадать с простираанием структур предыдущего этапа деформации. Этот последний случай имеет место в каледонидах Британии. Складки и разломы второго этапа деформации формировались в каледонидах в позднем силуре и среднем девоне. Сжимающие напряжения имели северо-западное — юго-восточное направление. Структурные формы этого этапа деформации имеют в Шотландии северо-восточное простираание. На III этапе деформации в позднем девоне или позднее в указанном районе была сформирована система сдвигов, которые возникли под действием меридионально ориентированных сжимающих напряжений (Кеннеди, 1963). Преобладают левые сдвиги (Грейт-Глен, Стратканон, Эрихт-Лейден, Лох-Тей, Лагган, Тиндрам и др.), которые простираются в северо-восточном направлении параллельно со структурами предыдущего этапа деформации.

Деформации I и II этапов локализованы внутри геосинклинальной системы. Они превращают ее в складчатую систему. Эти деформации интенсивно проявлены лишь в краевых частях континентальных блоков. Деформации III этапа обусловлены напряжениями, охватывающими весь континент. На этом этапе складчатая система подвергается деформации совместно с ранее консолидированными частями континента. Например, Таласо-Ферганский сдвиг в Тянь-Шане сечет варисциды, каледониды и древнюю Таримскую платформу (Буртман, 1964), Чингизский сдвиг в Казахстане продолжается из варисцид в каледониды (Самыгин, 1974), сдвиг Грейт-Глен в Шотландии сечет каледониды и древнюю платформу Эриа.

В области более ранней консолидации ко времени формирования сдвига уже существует развитая сеть разломов, и сдвиг использует из них разлом или несколько разломов подходящего направления. Молодую складчатую систему сдвиг рассекает по «живому месту». В результате получается, что сеть разломов из области более ранней консолидации распространяется в молодую складчатую область во время заключительной стадии ее деформации. Этот процесс в чем-то подобен известному явлению, когда направление древних разломов в фундаменте платформы наследуется структурами в чехле платформы (Sonder, 1938).

На третьем этапе деформации земная кора молодой складчатой системы еще отличается по своим деформационным свойствам от соседних областей более ранней консолидации. Следствием этого является более интенсивная деформация складчатой системы по сравнению с другими частями континента.

Разломы, возникшие на этом заключительном этапе деформации геосинклинальной системы, не отмирают в конце этапа. Они продолжают функционировать при платформенном режиме. Движения в мезозое и кайнозое по разломам, сформированным на заключительном этапе деформации палеозойских геосинклинальных систем, изучены в Казахстане, Средней Азии, Центральной Европе и в других районах. Эти разломы — неперенные и главные элементы стационарной сети разломов континента. Таким образом, стационарная сеть разломов формируется в течение длительного времени, импульсивно распространяясь на молодые части континента. В результате эта сеть разломов на участке с корой разного возраста может отличаться по числу элементов и по рисунку. При формировании сети разломов в процессе ее экспансии на новые территории возможны отклонения от первоначальных направлений. Напомню, что направление каждого компонента в зависимости от количества компонентов в стационарной сети может варьировать в пределах 30—45-градусного сектора. Поэтому при распространении сети разломов на новую территорию может происходить искажение сети, подобное показанному на рис. 4. Это явление наряду с различиями физических свойств разных участков коры определяет дисперсию векторов на сводной диаграмме разломов континента.

По мнению ряда исследователей, разломы земной коры при своем формировании используют в качестве канвы общую трещиноватость горных пород. Такая трещиноватость представляет собой четырехкомпонентную сеть трещин, которая формируется в процессе литогенеза под действием внутренних напряжений в породе. По мнению С. С. Шульца (1966) и других исследователей (Планетарная трещиноватость, 1973), ориентировка этих трещин обусловлена глобальными напряжениями, связанными с ротационным режимом Земли. В соответствии с этой точкой зрения стационарная сеть разломов должна быть предreshена сетью трещин общей трещиноватости и обусловлена единым полем глобальных напряжений (Шульц, 1971). Такая зависимость между сетью разломов и общей трещиноватостью не находит подтверждения в пределах складчатых областей. Общая трещиноватость, которая возникает в осадках геосинклинали до начала деформации, после двух этапов деформации уже не представляет собой единую систему. На крыльях складок трещины повернуты, переориентированы (Гамкредлидзе, 1972). Между тем система разломов III этапа деформации единообразна на всей территории складчатой системы.

На рис. 5 изображены трещины, которые могут возникнуть в геологическом теле в результате приложения к нему направленной силы. Воздействие таких сил несомненно испытывают все участки складчатой системы. Нетрудно видеть, что этих направлений трещин вполне достаточно, чтобы служить канвой для стационарной сети разломов. Конеч-

но, на каждом конкретном участке развиты не все изображенные на рисунке направления трещин. Один и тот же элемент стационарной сети разломов на разных участках использует разные трещины различного генезиса. Такой подход к обсуждаемой проблеме близок к представлениям Р. Зондера (Sonder, 1956), который считал, что канвой для тектонических разломов служат разноориентированные местные трещины. При формировании разломов используются трещины тех направлений, которые соответствуют действующему полю тектонических напря-

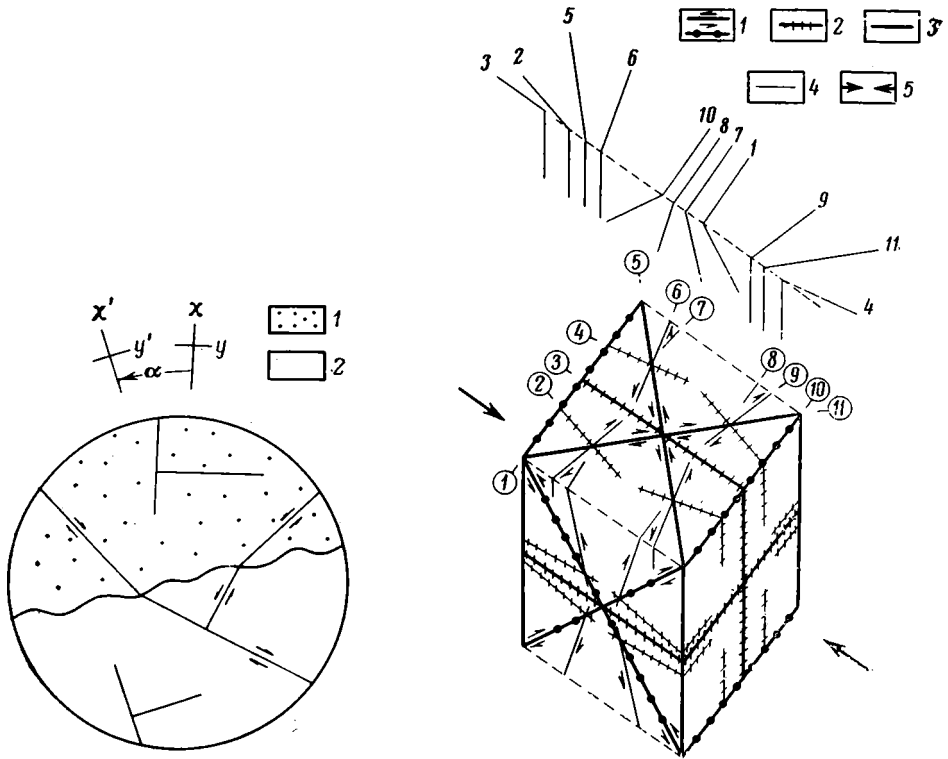


Рис. 4

Рис. 4. Схема, которая поясняет, как может произойти искажение сети разломов во время ее экспансии в пределы молодой коры (рисунок в плане)

1 — древняя континентальная кора; 2 — молодая континентальная кора;  $x, y$  — главные оси поля напряжений, в котором была сформирована сеть разломов древней коры;  $x', y'$  — главные оси поля напряжений, действовавшего в момент экспансии сети разломов

Рис. 5

Рис. 5. Трещины, которые могут возникнуть в геологическом теле под действием направленной силы

1 — трещины скола; 2 — трещины растяжения; 3 — трещины I категории (материнские); 4 — трещины II категории (производные); 5 — направление приложения сил

жений. Иначе говоря, для создания такой канвы нет необходимости прибегать к причинам глобального характера и делать на этом основании вывод о том, что направление разломов стационарной сети обусловлено напряжениями, одинаково ориентированными на всех континентах.

Известно много явлений, которые вызывают напряжения в земной коре. Рассмотрим главные источники направленных напряжений, охватывающих земную кору целого континента или нескольких континентов.

1. Флуктуации скорости вращения Земли приводят к тому, что полярные сжимающие напряжения в геоиде периодически ослабевают. Возникшие при этом напряжения могли сыграть роль при заложении стационарной сети в том или ином континентальном блоке.

2. Стремление трехосного эллипсоида (к нему близок современный геоид) к сфероидальной форме вызывает экваториальные сжимающие напряжения вдоль оси, простирающейся из Тихого океана в Африканский континент (Воронов, 1968; Каттерфельд, 1962; Магницкий, 1948). Это напряжения, действующие в современную эпоху. Нет сведений о длительности действия этих напряжений и о существовании подобных напряжений в прошлом.

3. Напряжения, возникающие при столкновении континентов, движущихся вследствие мантийной конвекции. Такое столкновение создает сильное региональное поле напряжений, охватывающее оба сталкивающихся континента. Это поле напряжений устойчиво в течение длительного времени, так как причины, вызвавшие движение континентов, продолжают действовать и после их столкновения, поддерживая существование поля напряжений.

4. Напряжения, вызванные полюсобежными силами. Это поле напряжений устойчиво во времени, слабо изменчиво по направлению и в каждый данный момент одинаково ориентировано на всех континентах.

Два источника напряжений, рассмотренные последними, лучше других причин объясняют как совпадения, так и несовпадения в направлении перемещений по разломам стационарных сетей различных континентов. В случае отсутствия сильного регионального поля напряжений движение по разломам, вероятно, регулируется полюсобежными силами и происходит единообразно на разных континентах. При столкновении континентов направление смещения по разломам в пределах этих континентов обуславливается полем напряжений, созданным при таком столкновении. В некоторых случаях оба указанных источника напряжений действуют согласно — в одном направлении. Таково поле напряжений, возникшее в олигоцене в результате столкновения Индийского континента с Евразией. В этом суммарном поле напряжений происходят новейшие перемещения по разломам стационарной сети Азии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обсуждение проблемы становления и функционирования стационарной сети разломов в движущемся и вращающемся континенте позволяет сделать следующие выводы.

1. Земная кора обладает по отношению к деформации свойством дискретности. Это фундаментальное свойство земной коры отражает ее способность в определенных пределах передавать напряжения без деформации. Указанное свойство ограничивает количество возможных направлений разломов и складок. Минимальный угол между направлениями осей складок близок к  $30^\circ$ . Между направлениями систем разломов<sup>3</sup> этот угол более  $20^\circ$ , возможно, он также близок к  $30^\circ$ .

2. Рассмотренное свойство дискретности земной коры объясняет устойчивость во времени стационарной сети разломов континента. Насыщенная сеть разломов остается неизменной при любых изменениях поля напряжений. Эти изменения могут привести лишь к смене направления смещений по разломам стационарной сети. Поворот континента или его части относительно глобального силового поля, изменения это-

<sup>3</sup> Необходимо напомнить, что деформационные свойства той или иной горной породы отличаются от свойств земной коры. Говоря о закономерностях распределения деформаций земной коры, автор имеет в виду деформации, которые проникают в земную кору на значительную глубину или охватывают ее целиком.



го поля и возникновение региональных силовых полей не приводят к перестройке стационарной сети разломов. Если эта сеть не насыщенная (т. е. имеются вакантные направления), то перечисленные причины могут привести к дополнению сети разломов элементами, ориентированными по вакантным направлениям.

3. Стационарная сеть разломов континента зарождается в блоке земной коры под действием любых напряжений, охватывающих этот блок. В дальнейшем сеть разломов распространяется в орогены из областей более ранней консолидации.

4. Разломы, существовавшие в эвгеосинклинали на океанической стадии ее развития, и разломы I этапа деформации геосинклинальной системы не участвуют в формировании стационарной сети разломов континента. Разломы II этапа деформации принимают участие в формировании стационарной сети. На территории складчатой области стационарная сеть разломов формируется в конце орогенной эпохи на последнем (III) этапе деформации геосинклинальной системы. Эта сеть разломов функционирует на платформенном этапе развития территории.

5. Направление движений по разломам стационарной сети может быть вызвано как глобальными, так и региональными напряжениями. Среди последних наибольшее значение имеют поля напряжений, возникающие при столкновении континентов, вызванном движением литосферных плит.

#### Литература

- Афоничев Н. А., Боровиков Л. И.* Роль разрывных нарушений в становлении структурного плана территории Восточного Казахстана.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1975, т. 234.
- Борисова Р. А.* Планетарная трещиноватость и линеаменты Сортавальского района Карелии.— В сб.: Планетарная трещиноватость. Изд-во Ленингр. ун-та, 1973.
- Буртман В. С.* Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). М., «Наука», 1964.
- Буртман В. С.* Геология и механика шарьяжей. М., «Недра», 1973.
- Буртман В. С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М., «Наука», 1976.
- Вировлянский Г. М.* Выявление характера и плана деформаций при анализе структуры рудных полей.— В кн.: Проблемы тектонофизики. Госгеолтехиздат, 1960.
- Вольфсон Ф. И.* Изменение плана деформации в процессе развития структуры Западного Карамазара.— Геология и горное дело, 1947, № 13.
- Воронов П. С.* Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. М., «Наука», 1968.
- Гамкрелидзе И. П.* Планетарная трещиноватость дислоцированных толщ и связанные с нею явления.— Геотектоника, 1972, № 6.
- Гзовский М. В.* Основы тектонофизики. М., «Наука», 1975.
- Катгерфельд Г. Н.* Лик Земли и его происхождение. М., Географгиз, 1962.
- Катгерфельд Г. Н., Чарушин Г. В.* Глобальная трещиноватость Земли и других планет.— Геотектоника, 1970, № 6.
- Кеннеди В.* Разлом Грейт-Глен.— В кн.: Проблемы перемещения материков. Изд-во иностр. лит., 1963.
- Киселев В. В., Королев В. Г.* Бешташ-Терекский правый сдвиг и сдвиговая тектоника в западной части Северного Тянь-Шаня.— В кн.: Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1964.
- Кригер Н. И.* Трещиноватость и методы ее изучения при гидрогеологической съемке. М., Металлургиздат, 1951.
- Магницкий В. А.* О возможном характере деформаций в глубоких слоях земной коры и подкоровом слое.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1948, т. 23, №2.
- Муди Д., Хилл М.* Сдвиговая тектоника.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. Изд-во иностр. лит., 1960.
- Планетарная трещиноватость. Изд-во МГУ, 1973.
- Постельников Е. С.* Разломы земной коры.— Геотектоника, 1976, № 5.
- Путинцева Г. А.* Линеаменты и трещиноватость северо-западной части Прионежья.— В сб.: Планетарная трещиноватость. Изд-во Ленингр. ун-та, 1973.
- Самыгин С. Г.* Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М., «Наука», 1974.
- Суворов А. И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., «Наука», 1968.
- Хаин В. Е.* Современные представления о причинах и механизме тектогенеза.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 12.
- Хаин В. Е.* Глобальная тектоника.— В сб.: Будущее науки, № 8. М., «Знание», 1975.

- Херасков Н. Н.* Определение генезиса разломов на основе анализа сети разрывных нарушений в Западном Саяне и Туве.— Геотектоника, 1977, № 1.
- Чебаненко И. И.* Основные закономерности разломной тектоники земной коры и ее проблемы. Изд-во АН УССР, 1963.
- Шихин Ю. С.* К вопросу о механизме образования сколовых нарушений.— В кн.: Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Шульц С. С.* О разных масштабах планетарной трещиноватости.— Геотектоника, 1966, № 2.
- Шульц С. С.* Некоторые вопросы планетарной трещиноватости и связанных с нею явлений.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1969, № 6.
- Шульц С. С.* Планетарные трещины и тектонические дислокации.— Геотектоника, 1971, № 4.
- Якубов Х. Д., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М.* Региональные разломы Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, «Фан», 1976.
- Ghosh S. K., Ramberg H.* Bucling experiments on intersecting fold patterns.— Tectonophysics, 1968, v. 5, No. 2.
- Illies J. H., Greiner G.* The Rheinegraben rift belt and the Alpine system. 25th International Geol. Congr. Abstracts, v. 3, 1976.
- Moody Y. D.* Crustal shear patterns and orogenesis.— Tectonophysics, 1966, v. 3, No. 6.
- Moody Y. D., Hill M. Y.* Moody and Hill system of wrench fault tectonics: reply.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1964, v. 48, No. 1.
- Pavoni N.* Recent horizontal movements of the Earth's crust as related to Cenozoic tectonics.— Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A-III, v. 90. Helsinki, 1966.
- Sonder R. A.* Die Lineamenttektonik und ihre probleme.— Eclog. Geol. Helv., 1938, v. 31, No. 6.
- Sonder R. A.* Discussion of shear patterns of the earth crust by Vening Meinez.— Amer. Geophys. Union Trans., 1947, v. 28, No. 6.
- Sonder R. A.* Mechanik der Erde. Stuttgart, 1956.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
21 марта 1977 г.

УДК 551.243.5 (470.324)

Г. В. ЗЕЛЕНЩИКОВ, Д. Б. ДАВЫДЕНКО

**АНАЛИЗ БЛОКОВОЙ ТЕКТониКИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА  
ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА**

Изложены новые данные по глубинному строению юго-восточного склона Воронежского кристаллического массива. Используя методы статистического анализа (построение карт поверхностей тренда), выполнена обработка обширного геологического и геофизического материала, позволявшая выделить тектонические блоки и проследить ограничивающие их глубинные разломы. Установлена связь их с магматизмом и метаморфизмом докембрийских образований и унаследованный характер вулканической деятельности платформенного этапа развития региона. Выявлена связь геохимической специализации и рудоносности магматических комплексов с блоковым строением.

В последние два десятилетия происходит коренной пересмотр взглядов по вопросам образования тектонических структур, что вызвано открытием глубинных разломов и признанием влияния последних на ход геологического развития отдельных участков земной коры (Хаин, 1973). Глубинные разломы по своей значимости стали сопоставляться с крупнейшими плавными изгибами земной коры (Хаин, 1963; Ажгирей, 1966; Красный, 1972), на основании чего был сделан вывод о складчато-блоковом строении последней. Изучению блоковой тектоники немало способствовало широкое развитие геофизических исследований, позволяющих получать сведения о строении земной коры на глубинах, недоступных для бурения. Чаще всего структурно-тектонические построения осуществляются путем качественной интерпретации карт физических полей с широким привлечением данных о геологическом строении площади. Подобный подход позволяет выделить крупные тектонические элементы, определяющие геологическое развитие анализируемой площади и нашедшие четкое отражение в характере физических полей. Выделение же структурных элементов, которые слабо выражены в физических полях, при качественном анализе довольно сложно. Для изучения тектоники в подобных случаях геофизические данные предварительно обрабатываются различными способами с целью получения характеристик, связанных с тектоническим строением более тесно. К числу последних можно отнести ориентировку осей аномалий, гравитационные ступени, границы участков с различной структурой физических полей (Беланов и др., 1972). Используются также «показатели» изрезанности поля (Боровко, 1971; Голидра, 1973). Составление подобных карт дает возможность повысить однозначность районирования физических полей и более обоснованно выделять тектонические элементы, обычно прослеживающиеся в виде отдельных «штрихов». Однако для небольших площадей, когда отсутствует возможность трассировать эти «штрихи», подобный подход обычно не позволяет получить решения поставленной задачи. В последнем случае возникает необходимость значительно увеличить количество информации о тектоническом строении, извлекаемой нами из материалов геофизических исследований в результате составления специальных карт (карты простираения осей аномалий,

показатели «изрезанности» поля и т. п.). Одному из возможных путей решения этого вопроса и посвящена предлагаемая работа.

Анализ геолого-геофизических материалов выполнен авторами для части юго-восточного склона Воронежского кристаллического массива (преимущественно в пределах Ростовской области). Вся анализируемая площадь покрыта аэромагнитной съемкой, а также заснята наземной магниторазведкой и гравиразведкой. Качественный анализ характера физических полей совместно с геологическими данными, полученными при изучении керна скважин, позволяет следующим образом представить геологическое строение описываемого района. На исследуемой территории отчетливо выделяются два структурных этажа. Нижний — докембрийский, составляющий кристаллический фундамент, и верхний, представленный палеозойско-кайнозойскими вулканогенными и осадочными породами платформенного чехла.

Докембрийский этаж разделяется на два яруса; нижний — архейский и верхний — протерозойский (Зеленщиков, 1973). Породы нижнего структурного яруса пространственно слагают две антиклинорные зоны северо-западного простирания — Западно-Воронежскую и Хоперскую, а также Варваринское куполовидное поднятие. Образования верхнего структурного яруса выполняют Восточно-Воронежскую синклинорную зону. На фоне общего синклинорного строения этой зоны выделяется ряд крупных синклинальных и антиклинальных структур северо-западного простирания.

Архейские антиклинорные зоны, равно как и Варваринское куполовидное поднятие, сложены гнейсами, в значительной степени мигматизированными и подверженными калиевому метасоматозу, амфиболитами и огнейсованными породами гранитоидного состава (рис. 1).

К протерозою в исследуемом районе отнесены интенсивно дислоцированные и метаморфизованные образования воронцовской серии, слагающие Восточно-Воронежскую синклинорную зону. В воронцовской серии выделяется две толщи — песчаниково-сланцевая и вулканогенно-осадочная (лосевская). Эти толщи вскрыты многочисленными картированными скважинами.

Лосевская толща сложена различными вулканогенными и туфогенными породами, преимущественно основного и среднего состава. Песчаниково-сланцевая толща по ряду признаков (Зеленщикова, 1972; Зеленщикова и др., 1973) разделяется на два комплекса: гнейсово-сланцевый и песчаниково-сланцевый. В составе каждого комплекса выделяется ряд литологических зон, отражающих своеобразие условий седиментогенеза и последующих метаморфических преобразований накопившихся осадков.

Важную роль в формировании основных структур фундамента сыграли глубинные разломы (см. рис. 1). В пределах исследуемого района выделяется ряд крупных разрывных нарушений (Зеленщиков, 1973).

1. Зона кольцевых разломов архейского заложения, оконтуривающих Варваринское куполовидное поднятие.

2. Зона Лосевско-Мамоновского глубинного разлома, вдоль которой архейские образования Западно-Воронежской антиклинорной зоны контактируют с породами воронцовской серии (Восточно-Воронежская синклинорная зона). Простирание зоны северо-западное.

3. Субмеридионально ориентированные глубинные разломы — Казанско-Калачеевский (центральная часть площади) и Песковатско-Хоперский (восточная часть площади).

Большинство разломов фиксируется как по геологическим, так и геофизическим данным. В физических полях они отмечаются по резкой смене характера поля, зонами высоких градиентов, цепочками мелких аномалий, вытянутых вдоль разломов и т. п.

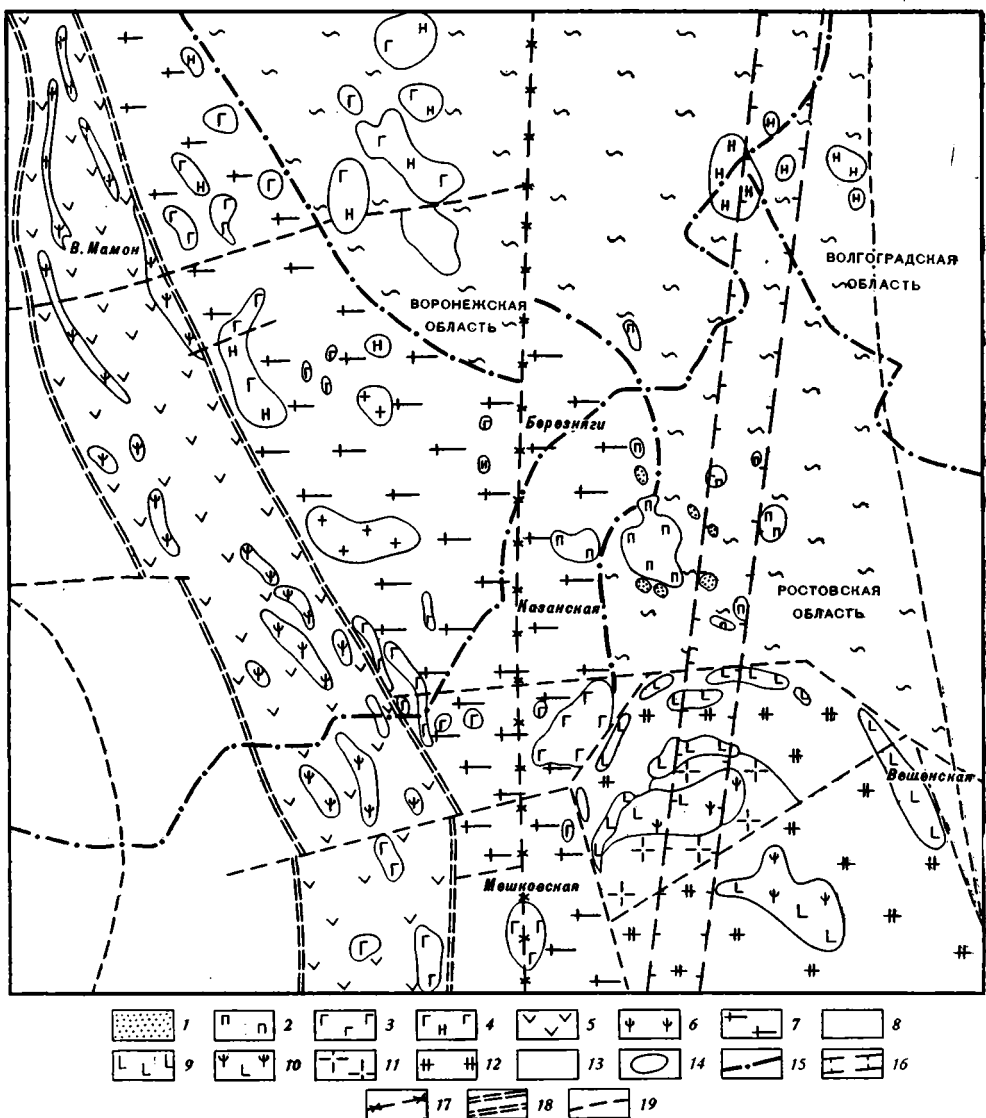


Рис. 1. Схематическая геологическая карта докембрийской поверхности юго-восточного склона Воронежского кристаллического массива

Интрузивные комплексы: 1 — шумилинский — габбро-диабазы; 2 — песковатский — оливиниты, перидотиты, оливиновые пироксениты, оливиновые габбро-нориты, габбро; 3 — мигулинский — безоливиновые габбро-нориты, габбро-диориты, диориты, плагиограниты; 4 — мамоновский — диориты, габбро, габбро-нориты, габбро-пироксениты, пироксениты, перидотиты, серпентиниты. Метаморфические породы воронцовской серии: 5 — лосевская вулканогенно-осадочная толща — метавулканиты преимущественно основного состава, в различной мере гранитизированы и мигматизированы; 6 — амфиболиты; 7 — гнейсово-сланцевый комплекс — двуслюдяные гнейсы, кварцево-полевошпатовые, кварцево-биотитовые и двуслюдяные сланцы; 8 — песчаниково-сланцевый комплекс — ритмичное чередование углисто-графитовых филлитов, метапесчаников, кварц-биотитовых и кварцево-полевошпатовых сланцев, метаалевролитов, туфопесчаников. Варваринский гнейсово-мигматитовый комплекс; 9 — кварцевые метадиориты; 10 — метадиориты с реликтами амфиболитов; 11 — граниты и гранодиорито-гнейсы; 12 — биотитовые, биотит-амфиболовые плагиогнейсы, мигматиты, 13 — архей нерасчлененный; гранито-гнейсы, биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, мигматиты; 14 — геологические контуры интрузивных тел по геофизическим данным; 15 — граница метаморфических комплексов. Разломы докембрийского заложения; 16 — зона Песковатско-Хоперского глубинного разлома; 17 — Казанско-Калачеевский глубинный разлом; 18 — зона Лосевско-Мамоновского глубинного разлома; 19 — прочие тектонические нарушения

Глубинные разломы имели определяющее влияние на площадное распространение и характер магматической деятельности в исследуемом районе на разных этапах его развития. Так, с Лосевско-Мамоновской зоной глубинных разломов связано формирование интрузий троснянско-мамоновского комплекса (Чернышев, 1971), происходившее в течение ряда последовательных фаз внедрения продуктов существенно базальтоидной магмы. Для пород этого комплекса характерно слабое проявление внутрикамерной дифференциации и интенсивные вторичные (постмагматические) изменения. Формирование интрузивных тел мигулинского комплекса, внедрение которых отдельные исследователи (Гребенников и др., 1970) также связывают с Лосевско-Мамоновской зоной, происходило в две фазы: габброидную и гранитоидную. Характерной особенностью комплекса является широкое развитие процессов метасоматической проработки и ассимиляции габброидных пород более поздними гранитоидами существенно натриевого или калиевого состава с образованием гибридных пород щелочноземельной и субщелочной ассоциации.

С Песковатско-Хоперской зоной глубинного разлома пространственно и генетически связаны плутоны шумилинского и песковатского комплексов. Интрузии шумилинского комплекса сложены недифференцированными кварцсодержащими габбро-диабазами и их амфиболизированными разновидностями. Для песковатского комплекса в отличие от всех вышеуказанных характерно почти полное отсутствие вторичных изменений пород, широкое развитие процессов внутрикамерной дифференциации вещества при участии гравитационных процессов и магматических течений (Войткевич и др., 1969). Отдельные интрузивные тела имеют сложно дифференцированное строение, участками ритмично-слоистые, и представлены широким набором пород от перидотитов до лейкократовых норитов со всеми переходными разновидностями между ними. Размещение петрографических разновидностей пород характеризуется четкой вертикальной зональностью.

Интенсивная вулканическая деятельность, соответствующая платформенному этапу развития рассматриваемого региона, проявилась в девоне. Основными магмоподводящими каналами по-прежнему являлись зоны ранее сформированных глубинных разломов — Лосевско-Мамоновского, Казанско-Калачеевского и Песковатско-Хоперского, с которыми связаны три основных, пространственно разобщенных покрова — Мамонский, Казанский и Мигулинский. Покровы сложены нормальными базальтами, долеритами и базальтовыми порфиритами, залегающими на выветрелых отложениях петинского и семилукского горизонтов, а местами и на породах докембрия.

На основе анализа имеющихся геолого-геофизических материалов в пределах исследуемой территории было выделено три крупных блока: Казанский, Мигулинский и Вешенский, ограниченных соответственно разломами: Лосевско-Мамоновским, Песковатско-Хоперским и Затонско-Родничковским (Зеленщиков, 1973). При этом предполагалось, что выделяемые блоки оказывали существенное влияние на историю и особенности геологического развития описываемого региона на всех этапах его развития.

Учитывая последнее обстоятельство, а также практическую ценность обоснованного оконтуривания блоков, которые нередко определяют рудную специализацию района, было решено провести дополнительный анализ физических полей с целью более уверенного выделения этих структурных элементов. В ходе анализа характера физических полей основной упор сделан на выделении блоков. При этом предполагалось, что в среднем в пределах блока аномалии близки по интенсивности, знаку, ориентированы в определенных направлениях, т. е. характеризуются статистически однотипными аномалиями.

В связи с тем что количество аномалий в пределах отдельного блока недостаточно для получения статистически представительной выборки, решено использовать набор признаков, включающих следующие параметры: характеристики регионального магнитного и гравитационного полей, показатель изрезанности магнитного и гравитационного полей (данные электроразведочных работ использовать не удалось, так как они практически несут информацию лишь об осадочном чехле).

Представляется, что перечисленные параметры находятся в тесной связи с особенностями геологического строения. Более подробное обоснование целесообразности использования каждого из параметров, а также методика определения их приводится ниже.

1. Характер регионального поля обусловлен в основном двумя факторами: спецификой блоковой структуры земной коры на данном участке и особенностями распределения в верхней части коры продуктов магматической деятельности. Собственно, оба эти фактора находятся в весьма тесной зависимости друг от друга. И хотя связь блоковой тектоники с особенностями магматизма еще не изучена в достаточной мере, полученные к настоящему времени сведения убедительно подтверждают наличие этой зависимости (Фаворская и др., 1969). Немаловажно то обстоятельство, что разломы служат путями проникновения магмы в верхние этажи земной коры. При этом намечается избирательный тип контроля для различных магматических формаций, когда интрузии одного состава приурочены главным образом к разломам, а другого — располагаются внутри блоков.

Выделения региональной составляющей выполнены осреднением гравитационного и магнитного полей с переменным радиусом. В процессе разделения полей стремились как можно полнее учесть уже известную геолого-геофизическую информацию по исследуемому району.

2. Показатель изрезанности относится к классу параметров, характеризующих изменчивость поля. Нередко для этих целей используют длину кривой графика, отнесенную к длине профиля. Различные исследователи дают разные названия этому параметру: «коэффициент аномальности», «первые приращения», «удельная вариация», «амплитудная изменчивость» (Боровко, 1971; Голиздра, 1973).

Указанный параметр учитывает одновременно и величину аномалий и частоту их встречаемости. Последняя зависит в основном от степени трещиноватости участка.

Отдавая предпочтение признакам, зависящим от факторов какого-то одного определенного класса, интенсивность аномалий принята в качестве отдельного параметра, а для характеристики изрезанности поля выбрана длина одной изолинии в пределах единичной площадки. Этот способ идентичен используемому в морфометрическом анализе для оценки горизонтальной изрезанности рельефа (Гольбрайх и др., 1968). Вычисления производились по квадратной палетке с 50%-ным перекрытием по профилю и между ними. Чтобы исключить влияние крупных по площади аномалий, для каждой площадки выбиралась самая протяженная изолиния, длина которой и является мерой изрезанности поля.

3. Важным признаком может служить характеристика ориентировки аномалеобразующих объектов. Общая выдержанность ориентировки аномалий в пределах единого блока и различие ориентировок в различных блоках является общепризнанным фактом (Фаворская и др., 1969). Значимость этого параметра подтверждается также высокими результатами, полученными при анализе ориентировки изолиний фактических полей с целью прогнозо-металлогенетического районирования (Боровко, 1971). В то же время широкого использования этот параметр не находит из-за сложности обработки карт изолиний. Нами применен упрощенный способ, заключающийся в определении среднего отклонения изодинам от направления на север. Вычисления производились для

узловых точек палетки тех же размеров, что и при определении изрезанности.

4. Интенсивность локальных аномалий магнитного и гравитационного полей характеризует в основном преобладающий состав магматических образований и интенсивность магматической деятельности. Целесообразность привлечения этих параметров обусловлена наличием тесной связи между особенностями блокового строения и характером магматизма, о чем уже говорилось выше. Вычисления локальных аномалий производились путем исключения из наблюдаемых значений величины региональной составляющей.

В результате определения описанных выше параметров построены соответствующие карты (две карты регионального поля, две карты локальных аномалий, карты изрезанности и ориентировки изолиний магнитного поля). В связи с тем, что на характер полей изрезанности, ориентировки и локальных аномалий значительное влияние оказывают локальные неоднородности, для этих параметров составлялись карты поверхности тренда. Проведенный анализ показал, что по каждому признаку в отдельности невозможно сделать определенного вывода о блоковом строении. Это обусловлено сложным характером связи между тектоническим строением и выбранными признаками. Чтобы больше подчеркнуть информацию о блоковом строении, имеющуюся в каждой из поверхностей тренда (собственно таковыми можно считать и региональные составляющие физического поля), было выполнено суммирование их, предварительно нормировав соответствующим стандартом.

Таким образом, в результате проведения указанных выше вычислений составлена карта суммарных значений трендов используемых параметров (рис. 2). На этой карте уже довольно отчетливо выражена мозаичность как по знаку, так и по величине. Мозаичность подчеркивается еще и благодаря тому, что участки спокойного поля разделяются зонами градиентов или узкими участками линейно-вытянутых аномалий, отличающихся по знаку. Как показал анализ распределения по площади «линеаментов» физических полей (оси четко выраженных линейных магнитных аномалий, градиенты поля силы тяжести, границы полей различного характера и т. п.), наблюдается четко выраженная приуроченность участков сгущения их именно в этих зонах градиента, что дало возможность предположить соответствие последних с зонами крупных нарушений, а участки спокойного поля сопоставлять с блоками.

Указанная карта (см. рис. 2) явилась основой для составления схемы блокового строения протерозойского структурного яруса (рис. 3). На этой схеме выделены четыре блока — Казанский, Мигулинский, Озерный и Варваринский, ограниченные зонами глубинных разломов, — Лосевско-Мамоновским, Казанско-Калачеевским, Песковатско-Хоперским, Богучарским и Тубянским. Проведенный анализ показал, что выделенные блоки характеризуются специфическими особенностями геологического строения, магматизма и рудной специализации.

**Озерный блок** площадью порядка 500 км<sup>2</sup> расположен в северо-западной части территории и имеет изометричную форму. Он выделяется по карте суммарных значений трендов используемых признаков в виде отрицательной аномалии, четко ограниченной зонами градиентов. Имеющийся фактический материал дает возможность отметить как особенность геологического строения этого блока тот факт, что он целиком сложен гнейсово-сланцевыми образованиями воронцовской серии. Последние прорваны кислыми интрузиями павловского комплекса, имеющими широкое развитие в пределах описываемого блока. В краевых частях блока распространены мелкие, недифференцированные интрузивные тела базитов троснянско-мамоновского комплекса. Девонское время характеризуется для описываемого блока отсутствием следов вулканической деятельности.



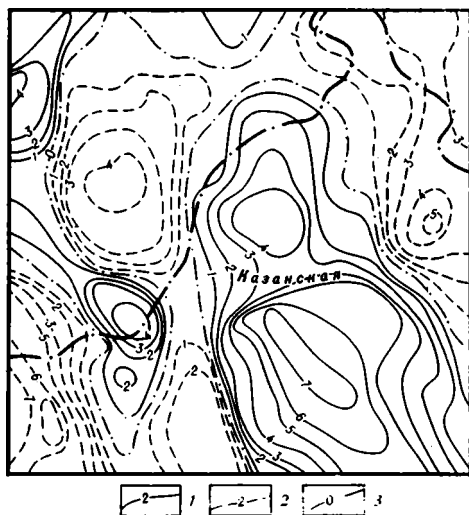


Рис. 2

Рис. 2. Карта суммарных значений поверхностей тренда шести параметров (региональных и локальных составляющих магнитного и гравитационного поля, изрезанности и ориентировки магнитного поля). Изолинии суммарных значений параметров (предварительно нормированы и централизованы): 1 — положительные, 2 — отрицательные, 3 — нулевые аномалии

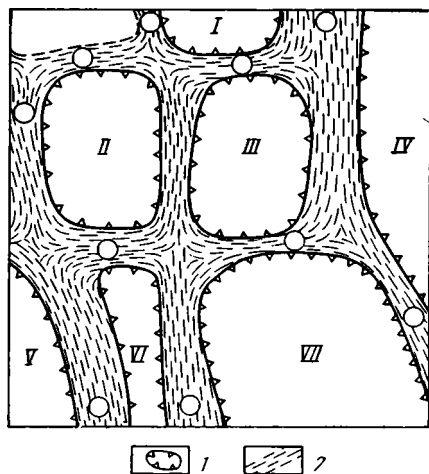


Рис. 3

Рис. 3. Схема блокового строения протерозойского структурного яруса. I — границы блоков. I—VII — наименование блоков: I — Скрипниковский, II — Озерный, III — Казанский, IV — Вешенский, V — Мешковский, VI — Мигулинский, VII — Варваринский. 2 — зоны глубинных разломов (цифры в кружках): 1 — Лосевско-Мамоновская, 2 — Казанско-Калачеевская, 3 — Песковатско-Хоперская, 4 — Богучарская, 5 — Тубянская

Рис. 4. Схема блокового строения архейского структурного яруса. Усл. обозн. см. рис. 3

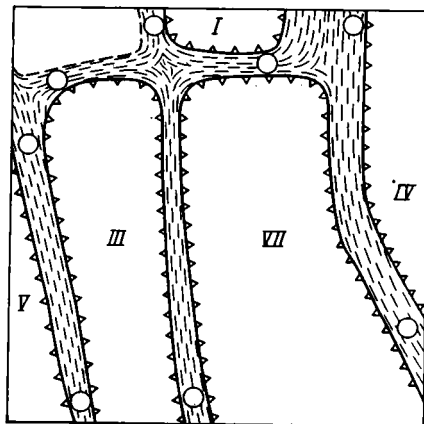


Рис. 4

**Казанский блок**, соизмеримый по своим размерам с Озерным, расположен в центральной части района. На карте (см. рис. 2) ему соответствует положительная аномалия интенсивностью до 4 единиц, отделяющаяся от южной положительной аномалии заметным пережимом. Описываемый блок сложен в основном песчаниково-сланцевыми породами воронцовской серии. Особенность проявления протерозойского магматизма в пределах блока — широкое развитие базитовых интрузий как недифференцированных по составу (шумилинский комплекс), так и дифференцированных плутонов песковатского комплекса. В девонское время магматическая деятельность характеризуется интенсивными проявлениями эксплозивного и эффузивного вулканизма, обусловивших формирование Мигулинского лавового покрова (Зеленщиков, 1974).

**Варваринский блок** площадью около 1000 км<sup>2</sup> расположен в южной части исследуемого района. Форма его изометричная. На карте (см. рис. 2) этому блоку соответствует крупная по площади положительная

аномалия интенсивностью до 7 единиц. В пределах блока повсеместно развит специфический комплекс пород, представленный гнейсово-мигматитовыми образованиями варваринского комплекса (Векилов, Зеленщиков, 1973). Имеющийся фактический материал позволяет высказать предположение, что реликтами первичного субстрата являются тела базитового состава, неоднократно переработанные процессами мигматизации и гранитизации (Векилов и др., 1974). В девонское время в пределах описываемого блока отмечаются проявления лишь эффузивного вулканизма.

**Мигулинский блок** площадью около 200 км<sup>2</sup> (вытянут в меридиональном направлении) располагается в юго-западной части исследуемого района. Столь малая площадь его, по-видимому, объясняется многократными дроблениями некогда большего по размерам блока зонами глубинных разломов. В пределах самого блока, а также ограничивающих его разломов, широко развиты базиты мигулинского интрузивного комплекса, породы которого подвергались интенсивным процессам метасоматоза. Вулканическая деятельность в девоне не характерна для описываемого блока.

В связи с тем, что выделенные на схеме Мешковский, Скрипниковский и Вешенский блоки попадают на исследуемую площадь лишь краевыми частями, описание их геологического строения не приводится.

Ранее уже указывалось, что зоны градиентов на карте суммарных значений трендов интерпретируются нами как зоны глубинных разломов. Ниже дается краткое описание каждого из них.

Лосевско-Мамоновский региональный глубинный разлом (протяженность до 350 км, ширина около 2 км и предполагаемая амплитуда порядка 7—10 км) был выявлен ранее (Бердников, Шибанов, 1967) по результатам геолого-геофизических работ. Он прослеживается в северо-западном направлении и отделяет Западно-Воронежскую антиклинорную зону, сложенную породами архейского возраста, от Восточно-Воронежской антиклинорной зоны, выполненной осадочно-метаморфическими породами воронцовской серии (средний протерозой). На представленной схеме (см. рис. 3) описываемый разлом отделяет Мешковский блок, сложенный архейскими образованиями, от Мигулинского и Озерного блоков (протерозойские породы). Лосевско-Мамоновский разлом является долгоживущим подводящим каналом как для проникновения магмы, формирующей интрузии троснянско-мамоновского комплекса, с которыми связано эпигенетическое медно-никелевое оруденение, так и для излияния базальтов мамоновского покрова (Чернышев, 1971; Быков, 1968). С этим же разломом в пределах Воронежской области связан эксплозивный вулканизм ястребовского времени (Быков, Канцер, 1974).

Казанско-Калачеевский глубинный разлом отделяет Мигулинский и Озерный блоки от Варваринского и Казанского блоков. Он прослеживается в меридиональном направлении в центральной части площади и трассируется далее на север за ее пределы. По геологическим данным, зоне разлома отвечают понижения поверхности фундамента, выполненные излияниями базальтов трещинного типа, отнесенными к Казанскому покрову верхнедонского эффузивного комплекса в пределах Ростовской области (Зеленщиков, 1971) и Калачеевскому покрову в Воронежской области (Быков, Зеленщиков, 1973). Формирование интрузий мигулинского комплекса, пространственно приуроченного к описываемому разлому, по-видимому, правильнее связывать с последним, а не с Лосевско-Мамоновским разломом, как это представлялось ранее (Лихачев и др., 1972). Повсеместное окварцевание, мигматизация и дробление метаморфических пород в зоне Казанско-Калачеевского разлома обусловили отражение его в поле остаточных аномалий силы тяжести в виде вытянутых участков интенсивных отрицательных аномалий.

На карте (см. рис. 2) описываемому разлому соответствует линейная зона градиентов шириной 3—5 км.

Песковатско-Хоперский региональный глубинный разлом субмеридионального направления является границей между Вешенским блоком на востоке и Казанским и Варваринским блоками на западе. Он выражен мощной (до 5 км) зоной сближенных разломов, в пределах которой развиты интенсивно катаклазированные породы песчаниково-сланцевого комплекса, а также интрузии базитов песковатского комплекса. Зоне соответствует ряд уступов с амплитудой до 80 м в поверхности кристаллического фундамента. Судя по данным бурения, в пределах зоны широко развиты вторичные изменения (хлоритизация, серпентинизация, диафторез) и окварцевание слагающих ее пород. Песковатско-Хоперский глубинный разлом является долго живущим магмоподводящим каналом, обусловившим формирование рудоносных дифференцированных плутонов песковатского комплекса с медно-никелевой специализацией и изливание базальтов центрального типа, слагающих Мигулинский покров. В магнитном поле описываемый разлом прослеживается в виде протяженной зоны сближенных линейных аномалий интенсивностью порядка 50 гамм, кулисообразно подставляющих друг друга. На карте (см. рис. 2) ему соответствует зона градиентов, претерпевающая изгиб на уровне северного ограничения Варваринского блока. Очевидно, это связано с влиянием широтного разлома, впервые выделяемого нами по результатам приведенных исследований и названного Тубянским.

Тубянский глубинный разлом отделяет Мигулинский и Варваринский блоки от Озерного и Казанского. На детальных картах магнитного и гравитационного полей зоне разлома соответствуют резкие изменения ориентировки изолиний от меридиональной к субширотному направлению. С этой же зоной совпадает северная граница распространения базитов мигулинского и южная граница развития интрузий песковатского комплексов. Рядом скважин, пробуренных в этой же зоне, вскрыты интенсивно передробленные породы воронцовской серии. В узле пересечения Казанско-Калачеевского и Тубянского разломов располагается вулканический аппарат, по-видимому, являющийся центром излиятий базальтов Казанского покрова.

Богучарский глубинный разлом прослеживается в северной части исследуемого района, отделяя Озерный и Казанский блоки от Скрипниковского. Указанный разлом выделен впервые при анализе геологических данных (Быков, Зеленщиков, 1973). На карте этой зоне соответствует изменение ориентировки изолиний с меридиональной на широтную. Предполагается, что к зоне пересечения Лосевско-Мамоновского и Богучарского разломов в протерозое приурочено внедрение крупного Подколотновского плутона базитов, несущего эпигенетическое медно-никелевое оруденение, а в девоне — вулканические аппараты центрального типа, формирующие Подколотновское лавовое поле.

При описании особенностей блокового строения протерозойского структурного яруса нами использовались сведения о девонском магматизме. Это связано с унаследованностью структурного плана и характера магматической деятельности на субплатформенном и платформенном этапе развития исследуемого региона. В то же время изучение характера региональных гравимагнитных полей позволяет высказать предположение об общей унаследованности структур протерозойского времени особенностей блокового строения более древнего этапа — архейского (рис. 4), структурный план которого предположительно определялся существованием двух крупных блоков: Мигулинского и Варваринского, ограниченных зонами глубинных разломов: Лосевско-Мамоновским, Казанско-Калачеевским и Песковатско-Хоперским субмеридионального направления, и Богучарского широтного разлома.

Проведенный анализ обширного геологического и геофизического материала позволяет в общих чертах наметить историю развития и этапы формирования крупных блоков, определяющих особенности геологического строения кристаллического фундамента исследуемого региона, проследить унаследованный характер тектонического плана от архея до девона и установить специфику проявлений магматизма.

В архейское время представляется наиболее очевидным возникновение крупных блоков субмеридионального простирания: Мешковского, Мигулинского, Варваринского и Вешенского, разграниченных между собой зонами глубинных разломов. Описываемый этап характеризуется широким развитием процессов гранитизации и мигматизации пород, слагающих эти блоки, что наглядно иллюстрируется на примере Варваринского куполовидного поднятия (Векилов, Зеленщиков, 1973; Векилов и др., 1974).

В раннепротерозойское время, видимо, происходит зарождение широтной Тубянской зоны глубинного разлома, благодаря чему единые в архее блоки Мигулинский и Варваринский были раздроблены на более мелкие. Интенсивные тектонические подвижки, обусловленные зарождением широтных разломов, а также подновлением ранее сформированных, привели к дифференцированным движениям огромных масс горных пород. В это время Мешковский, Мигулинский, Озерный, Казанский и Скрипниковский блоки испытывают опускания, а Варваринский и Вешенский, по-видимому, продолжали существовать как положительные структуры, являющиеся долгоживущими источниками сноса терригенного материала в протерозойский бассейн седиментации, характеризующийся геосинклинальными условиями существования.

Субплатформенный этап развития региона, соответствующий переходу от складчатой орогении к платформенному режиму, по нашему мнению, характеризуется на анализируемой площади перемещениями выделяемых блоков фундамента вдоль разломов субмеридионального простирания и сопровождается интенсивными проявлениями безитового магматизма. Сосредоточение магматической деятельности в пределах неоднократно подновлявшихся зон глубинных разломов, ограничивающих эти блоки, и предопределило приуроченность описанных нами ранее интрузивных комплексов к подобным зонам.

Новая тектоно-магматическая активизация, соответствующая платформенному этапу, проявилась в девоне. Этому времени соответствуют активные тектоно-магматические импульсы планетарного характера, связанные с орогеническими движениями Урало-Тяньшанской и Крымско-Кавказской геосинклиналей, а также опусканиями Прикаспийской впадины. Общий подъем исследуемого региона, сопровождаемый дифференцированными блоковыми подвижками кристаллического фундамента, нашел свое отражение в подновлении и активации глубинных разломов субмеридионального и широтного простирания, что привело в конечном итоге к подаче новых порций мантийного магматического расплава в верхние слои земной коры, сформировавшей Мамонский, Казанский и Мигулинский базальтовые покровы. Установленные покровы отражают ритмично-пульсирующий характер их образования и представлены последовательными излияниями 2—5 потоков.

Таким образом, анализ составленной схемы блокового строения позволяет сделать вывод о достаточной обоснованности выделяемых тектонических элементов (как самих блоков, так и ограничивающих их глубинных разломов).

#### Литература

- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1966.  
Беланов В. М., Голыздра Г. Я. и др. Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами. М., «Недра», 1972.

- Бердников М. Д., Шибанов А. И.* О Лосевско-Мамоновском региональном разломе.— В кн.: Сборник трудов молодых ученых геологического факультета. Воронеж, 1967.
- Боровко Н. Н.* Статистический анализ пространственных геологических закономерностей. Л., «Недра», 1971.
- Быков И. Н.* К вопросу о строении толщи мамоновских базальтов. Тр. Воронежск. гос. ун-та, Воронеж, 1968, вып. 66.
- Быков И. Н., Зеленщиков Г. В.* Новые данные о проявлениях верхнедевонского базальтового вулканизма на юго-востоке Воронежской антеклизы.— В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., «Наука», 1973.
- Быков И. Н., Канцеров В. А.* Новые данные о строении вулканогенных образований ястребовского горизонта на юге Воронежской области.— В сб.: Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. Тр. Воронежск. гос. ун-та, Воронеж, 1974.
- Векилов В. С., Зеленщиков Г. В.* К вопросу о строении и происхождении пород Варваринского куполовидного поднятия (север Ростовской области) в архее.— В сб.: Геологическое строение и полезные ископаемые Нижнего Дона. Изд-во Ростовск. гос. ун-та, 1973.
- Войткевич Г. В., Лихачев В. А., Лебедько Г. И., Ефанова В. А.* Петрохимические особенности дифференцированных интрузий основного-ультраосновного состава на юго-восточном склоне Воронежского кристаллического массива.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 8.
- Векилов В. С., Зеленщиков Г. В., Лихачев В. А.* О гранитизации архейских пород Варваринского куполовидного поднятия на юго-восточном склоне Воронежского кристаллического массива.— В сб.: Геологическое строение и разведка полезных ископаемых Нижнего Дона. Изд-во Ростовск. гос. ун-та, 1974.
- Голиздра Г. Я.* Субъективная трансформация геофизических карт. В кн.: Развелоchnая геофизика. вып. 58. М., «Недра», 1973.
- Гольбрайх И. Г., Забалуев В. В. и др.* Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазоносных областей. Л., «Недра», 1968.
- Гребенников Г. А., Лихачев В. А., Ефанова В. А., Зеленщикова К. Х., Зеленщиков Г. В., Соколов В. А., Чижов И. М.* Новые данные о геологическом строении и перспективах никеленосности юго-восточного склона Воронежского кристаллического массива.— В сб.: Новые данные о геологии и полезных ископаемых Ростовской и сопредельных областей. Ростов-на-Дону, 1970.
- Зеленщиков Г. В.* Минералогические и петрохимические особенности базальтов Казанского покрова в северной части Ростовской области.— В сб.: Исследования по минералогии и петрографии на территории Северного Кавказа и Донбасса. Изд-во Ростовск. гос. ун-та, 1971.
- Зеленщикова К. Х.* Литология и метаморфизм песчаниково-сланцевой толщи юго-восточного склона Воронежской антеклизы.— В сб.: Геология территории Нижнего Дона и техника геологоразведочных работ. Ростов-на-Дону, 1970.
- Зеленщикова К. Х., Лебедько Г. И., Тимофеев Б. В.* К вопросу биостратиграфического расчленения протерозойской осадочно-метаморфической толщи на юго-восточном склоне Воронежского кристаллического массива.— В сб.: Геологическое строение и полезные ископаемые Нижнего Дона. Изд-во Ростовск. гос. ун-та, 1973.
- Зеленщиков Г. В.* Тектоника северной части ростовской области.— В сб.: Географические исследования на Северном Кавказе и Нижнем Дону. Изд-во Ростовск. гос. ун-та, 1973.
- Зеленщиков Г. В.* Минералого-петрографическая характеристика Мигулинского базальтового покрова в северной части Ростовской области.— В сб.: Геологическое строение и разведка полезных ископаемых Нижнего Дона. Изд-во Ростовск. гос. ун-та, 1974.
- Красный Л. И.* Проблема тектонической систематики. М., «Недра», 1972.
- Лихачев В. А., Зеленщиков Г. В., Зеленщикова К. Х., Соколов В. А., Гребенников Г. А., Чижов И. М.* Геологическое строение и перспективы рудоносности докембрия северной части Ростовской области.— В сб.: Геологическое строение Ростовской области и сопредельных областей. Изд-во Ростовск. гос. ун-та, 1972.
- Симон А. К., Зеленщиков Г. В., Лебедько Г. И., Лихачев В. А.* Основные черты строения и формационное расчленение докембрийского фундамента юго-востока Русской плиты.— В сб.: Геология, формационный анализ, петрология и металлогеническая специализация кристаллических образований Русской платформы. Воронеж, 1972.
- Фаворская М. А., Томпсон И. Н. и др.* Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., «Недра», 1969.
- Хаин В. Е.* Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры. Изв. вузов. Геол. и разведка, 1963, № 3.
- Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.
- Чернышев Н. М.* Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1971.

УДК 551.241 (574.1)

Н. В. НЕВОЛИН

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Прикаспийская впадина представляет собой долгоразвивающуюся многоярусную структуру, заложенную в рифейское время в районе сочленения Восточно-Европейской платформы с Урало-Монгольским и Средиземноморским геосинклинальными поясами, и по своей тектонической природе является перикратонным прогибом с платформенными северным и западным его бортами и геосинклинальными (по докунгурским отложениям) восточным и южным. Под кунгурскими отложениями Прикаспийской впадины захоронены: 1. Актюбинско-Астраханская зона поднятий, являющаяся тектоническим элементом Урало-Монгольского и Средиземноморского геосинклинальных поясов; 2 — Заволжско-Утвинское поднятие — краевое поднятие Восточно-Европейской платформы; 3 — Волгоград-Оренбургский бортовой уступ и 4 — Каратюбе-Сарпинский прогиб, заложены в рифейское время и унаследованно развивавшийся в герцинский (докунгурский) этап.

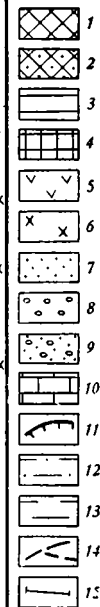
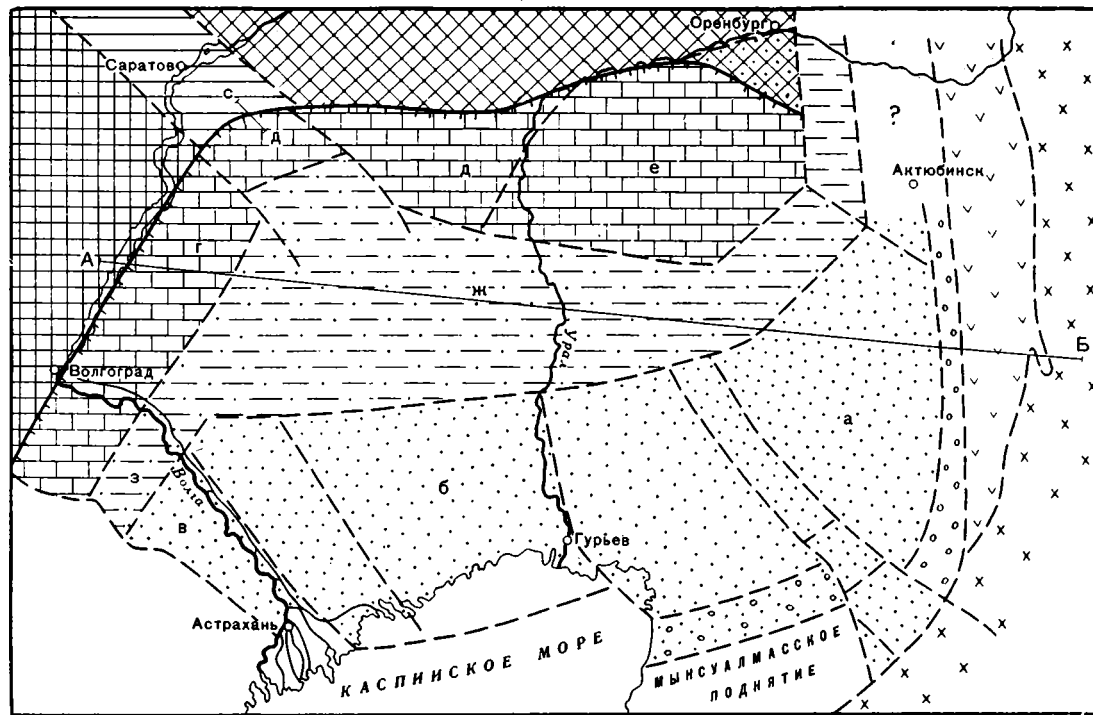
Тектоническая природа Прикаспийской впадины, как известно, до настоящего времени достоверно не установлена. Большинство исследователей считает, что эта впадина является юго-восточной глубоко погруженной частью Восточно-Европейской платформы.

Анализ данных глубокого бурения и сейсмических исследований позволяет высказать принципиально новые представления о тектонической природе Прикаспийской впадины и выделить в ее пределах под кунгурскими отложениями следующие крупные тектонические элементы: Актюбинско-Астраханскую зону поднятий и сопряженные с ней Примугоджарский и Тугуракчанский прогибы, тектоническая природа которых еще недостаточно ясна; Заволжско-Утвинскую зону поднятий; Волгоград-Оренбургский бортовой уступ и Каратюбе-Сарпинский прогиб, расположенный под Кунгурской Прикаспийской впадиной (рис. 1).

Рассмотрим кратко строение этих тектонических элементов.

Актюбинско-Астраханская зона поднятий и сопряженные с ней Примугоджарский и Тугуракчанский прогибы прослежены по преломляющему горизонту «ф» с граничной скоростью 6,2—6,6 км/сек. Стратиграфическое положение этого горизонта из-за отсутствия скважин, пробуренных до него, достоверно не установлено. Судя по кинематическим и динамическим особенностям сейсмической записи горизонта «ф» (сложная интерференционная форма записи, слабое затухание амплитуд колебаний, повышенные значения граничных скоростей и т. д.), можно предполагать, что этот горизонт приурочен к структурно-эрозивной поверхности, разделяющей два комплекса пород, существенно различных по геологическому строению. Нижний комплекс характеризуется отсутствием регулярной сейсмической записи, что, вероятно, связано с интенсивной дислоцированностью слагающих его пород. Верхний комплекс, по данным бурения, представляет собой толщу слабодислоцированных пород, вскрытая часть которой в скважинах 89 Кенкияк и № 2 Биикжал относится к докунгурской перми — нижнему карбону, а в скв. № 1 Терескен — к нижнему карбону — верхним слоям верхнего девона. Невскрытая часть разреза этого комплекса (мощностью 1000—1500 м), по-видимому, принадлежит к верхнему девону,

Рис. 1. Докунгурские тектонические элементы Прикаспийской впадины и ее обрамления. Составил Н. В. Неволлин, 1976



**Тектонические элементы Восточно-Европейской платформы, обрамляющие Прикаспийскую впадину:** 1 — Жигулевско-Пугачевский свод, 2 — Соль-Илецкий выступ, 3 — Рязано-Саратовский прогиб, 4 — Воронежский массив, 5 — Магнитогорская и Самарская зона Мугуджар, 6 — Урало-Тобольская зона Мугуджар.

**Крупные тектонические элементы Прикаспийской впадины, погруженные под кунгурскими отложениями:** 7 — Актюбинско-Астраханская зона поднятий (а — Жаркамыс-Темирское поднятие, б — Биикжал - Северо - Каспийское поднятие, в — Астраханское поднятие), 8 — Примугуджарский прогиб, 9 — Тугаракчанский прогиб, 10 — Заволжско-Утвинская зона поднятий (г — Заволжское поднятие, д — Озинковское поднятие, е — Утвинское поднятие), 11 — Волгоград-Оренбургский бортовой уступ, 12 — Каратюбе-Сарпинский прогиб (ж — Каратюбинский прогиб, з — Сарпинский прогиб), 13 — Предуральский прогиб, 14 — предполагаемые разломы и зоны разломов, 15 — линии геологических разрезов

мощность которого в Примугоджарском и Тугаракчанском прогибах превышает 2000 м. На основании этих данных можно предполагать, что сейсмический горизонт «ф» Актюбинско-Астраханской зоны приурочен к доверхнедевонской структурно-эрозионной поверхности (отчетливо выраженной в открытой части Мугоджар) и верхний подсолевой комплекс несогласно залегает здесь на разновозрастных доверхнедевонских складчатых образованиях (на байкальско-каледонском и на добайкальском комплексах).

В дальнейшем нижний комплекс условно будем называть досреднепалеозойским, а верхний — подсолевым средне- и верхнепалеозойским.

В настоящее время, по ограниченным буровым и геофизическим данным, намечились лишь общие черты геологического строения Актюбинско-Астраханской зоны. Общая протяженность этой зоны 1200 км и ширина ее 150—200 км. По характеру физических полей (гравитационного и магнитного), отражающих, как будет показано ниже, строение досреднепалеозойских (доверхнедевонских) комплексов, Актюбинско-Астраханская зона может быть разделена на три крупных поднятия: 1 — Жаркамыс-Темирское, 2 — Биикжал-Северо-Каспийское и 3 — Астраханское.

Жаркамыс-Темирское поднятие, вытянутое в меридиональном направлении, характеризуется значительной расчлененностью сейсмического горизонта «ф» (рис. 2). Выражено оно региональным Актюбинским гравитационным минимумом, который является непосредственным южным продолжением Уралтауского минимума силы тяжести, охватывающего всю миогеосинклиналиную зону Южного Урала. Уралтауский минимум обусловлен доверхнедевонскими образованиями (в том числе, по-видимому, в значительной мере дорифейским гнейсо-гранитным комплексом), поскольку верхнедевонские и более молодые породы в пределах миогеосинклиналиной зоны Южного Урала имеют фрагментарное распространение и, следовательно, не могут создать регионального гравитационного минимума. Геомагнитное поле Жаркамыс-Темирского поднятия сходно с геомагнитным полем миогеосинклиналиной зоны Южного Урала, где оно обусловлено в основном доверхнедевонскими осадочно-магматическими породами.

На основании этих геофизических данных можно предполагать, что складчатые образования миогеосинклиналиной зоны Южного Урала, включая Уралтауский антиклинорий с дорифейским комплексом в основании, продолжают в Прикаспийскую впадину до южного замыкания Актюбинского гравитационного минимума и слагают под восточным ее бортом погребенное Жаркамыс-Темирское поднятие<sup>1</sup>.

На предполагаемых нижнепалеозойских, верхнепротерозойских, а местами, возможно, и на дорифейских образованиях погребенного Жаркамыс-Темирского поднятия залегают слабодислоцированные породы средне- и верхнепалеозойского подсолевого комплекса общей мощностью (по сейсмическим данным) 1,5—2,5 км. Скважина № 89 Кенкияк (при забое 4754 м в визейском ярусе) вскрыла около 900 м этих отложений. Подсолевой разрез этой скважины характеризуется сокращенной мощностью и стратиграфической неполнотой, т. е. в разрезе этой скважины отсутствуют отложения московского и большей части башкирского яруса среднего карбона и полностью намюрского яруса нижнего карбона. Нерасчлененная толща докунгурской перми — верхнего карбона в этой скважине представлена в основном песчаниками и алевролитами (местами с прослоями конгломератов), а башкирский ярус среднего карбона и верхневизейский подъярус нижнего карбона сложены в основном известняками и доломитами.

<sup>1</sup> Впервые предположение о подземном продолжении Уралтауского антиклинория к югу от г. Актюбинска было высказано в 1951 г. А. Л. Яншиным.



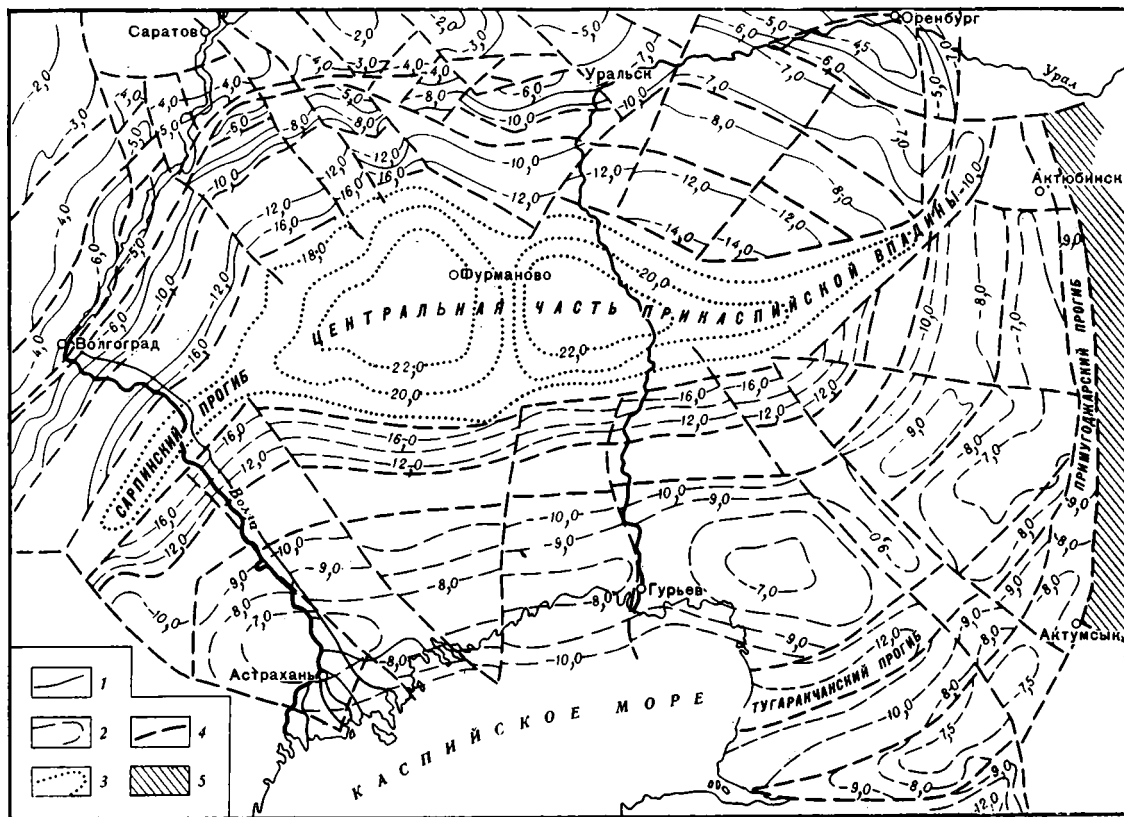


Рис. 2. Гипсометрическая карта поверхности фундамента Прикаспийской впадины. Авторы: Н. В. Неволин, В. А. Голубовский, Н. В. Грекова, В. П. Кан, Д. П. Касаткин, Н. И. Петров, В. С. Тасыбаев, Л. П. Трайнин, Р. Б. Сапожников, Н. И. Ускова, Д. Л. Федоров, К. Е. Фоменко, В. А. Циммер, М. Б. Эздрин  
 1 — изогипсы преломляющей поверхности с  $v_r = 6,2 - 6,6$  км/сек в пределах северного и западного бортов впадины, 2 — изогипсы преломляющей поверхности с  $v_r = 6,2 - 6,5$  км/сек (горизонта «ф»), в пределах восточного и южного бортов впадины, 3 — изогипсы высокоскоростной преломляющей поверхности с  $v_r = 6,7 - 7,1$  км/сек, 4 — разрывные нарушения, выраженные в рельефе фундамента уступами, 5 — геосинклинальные образования Южного Урала (Мугоджар), обнаженные на поверхности

В скважине № 1 Терескен вскрыто 1440 м отложений нижнего карбона и 436 м верхнего девона (?), представленных аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами полимиктового состава, т. е. породами граувакковой формации.

По сейсмическому горизонту  $\Pi_2$ , соответствующему, по-видимому, поверхности известняков башкирского яруса, Жаркамыс-Темирское поднятие обрисовывается в виде протяженного вала. По отражающему горизонту  $\Pi_1$ , приуроченному к поверхности подсолевого ложа, этому поднятию в современном структурном плане соответствует моноклираль, ступенчато погружающаяся к центральной части Прикаспийской впадины. По горизонтам  $\Pi_1$  и  $\Pi_2$  в пределах Жаркамыс-Темирского поднятия выделяются локальные поднятия амплитудой до 200—300 м, часть из которых, видимо, эрозионно-тектонического происхождения.

На западе Жаркамыс-Темирское поднятие ограничивается Восточно-Прикаспийским, а на востоке — Кокпектинским глубинными разломами.

С Кокпектинским разломом сопряжен средне- и верхнепалеозойский Примугоджарский прогиб, ограниченный на юге Терескенским выступом, который, по-видимому, является восточным отрогом Жаркамыс-Темирского поднятия. На север этот прогиб прослежен почти до широты г. Актюбинска. Преломляющий горизонт «ф» в нем залегает на глубинах 8—10 км, против 6,5—7,0 км в своде Жаркамыс-Темирского поднятия.

Средне- и верхнепалеозойские отложения Примугоджарского прогиба представлены морской сероцветной молассовой формацией докунгурской перми, флишoidalной формацией верхнего карбона, терригенно-карбонатной формацией среднего карбона, намюрского яруса и верхневизейского подъяруса нижнего карбона и граувакковой формацией нижнего карбона — верхнего девона (Гарецкий, 1962; Замаренов, 1970; Дальян, Посадская, 1972, и др.). Общая мощность средне- и верхнепалеозойских отложений в Примугоджарском прогибе достигает 8—9 км. Вблизи Кокпектинского разлома эти породы дислоцированы в крутые складки, местами опрокинутые на запад (Демчук, Шахиджанов, 1962).

Биикжал-Северо-Каспийское поднятие, вытянутое в широтном направлении, состоит из двух обособленных выступов (Биикжальского и Северо-Каспийского), ограниченных на севере Южно-Прикаспийской зоной глубинных разломов, зафиксированных на сейсмических профилях. По характеру физических полей Биикжал-Северо-Каспийское поднятие имеет сходство с Жаркамыс-Темирским, т. е. оно выражено региональным (Джанакалинским) гравитационным минимумом, правда, менее интенсивным и менее однородным, чем Актюбинский. Геоманнитное поле Биикжал-Северо-Каспийского поднятия характеризуется значительным развитием положительных аномалий, но менее широким, чем в пределах Жаркамыс-Темирского. Имеются общие черты сходства и в характере волнового поля Жаркамыс-Темирского и Биикжал-Северо-Каспийского поднятий, т. е. в пределах их прослеживаются одни и те же преломляющие и отражающие горизонты. Существование Биикжальского поднятия по подсолевым средне- и верхнепалеозойским отложениям подтверждено сверхглубокой Биикжальской скважиной № 2. Эта скважина на глубине 4982 м вскрыла подсолевые отложения и прошла по ним 1050 м. При забое 6028 м она остановлена бурением в отложениях турнейского (?) яруса. Вскрытые этой скважиной подсолевые средне- и верхнепалеозойские отложения характеризуются сокращенной мощностью и большей стратиграфической неполнотой: из разреза выпадают сакмарский и ассельский ярусы нижней перми, полностью — верхний отдел карбона, московский и большая часть башкирского яруса среднего карбона, намюрский и частично визейский ярусы нижнего карбона (Днепров, Колтыпин, 1971; Айзенштадт и др., 1973). Артинский ярус в Биикжальской скважине № 2 представлен в основ-

ном терригенно-карбонатными породами, башкирский — известняками и нижний карбон (визейский и турнейский ярусы) — терригенно-карбонатными породами с прослоями конгломератов. Причем песчаники, гравелиты и конгломераты в значительной своей части плохо отсортированы и характеризуются полимиктовым составом, т. е. содержат обломки основных и кислых эффузивов, углистых и кремнистых сланцев (Пинчук, 1971). Вскрытые подсолевые отложения неоднородны по своей плотности; среди них имеются породы как с высокой ( $\sigma=2,65$ ), так и с низкой ( $\sigma=2,30$ ) плотностью. Породы дислоцированы слабо.

По сейсмическому горизонту  $\Pi_2$  Биикжальское поднятие намечается в виде обширной тектонической ступени. По отражающему горизонту  $\Pi_1$  этому поднятию соответствует моноклираль, ступенчато погружающаяся на север и осложненная локальными структурно-эрозионными поднятиями.

На юге Биикжальское поднятие по разлому сочленяется с Тугаракчанским прогибом, где сейсмический горизонт «ф» залегает на глубинах 10—12 км и более. Этот прогиб (его южный борт) выражен Южно-Эмбенской зоной гравитационных и магнитных максимумов. В пределах его, по данным скважин Туресай и Жанасу, верхнедевонско-средне-визейские отложения представлены граувакковой формацией (Яншин, 1962), а разрез от верхнего визе и до верхнего карбона включительно состоит в основном из карбонатных пород. Возраст и формационный характер доверхнедевонских образований в Тугаракчанском прогибе пока не установлены: возможно, что доверхнедевонский разрез здесь представлен нижнепалеозойскими и верхнепротерозойскими осадочно-эффузивными породами повышенной плотности и магнитности, обуславливающими Южно-Эмбенский гравитационный и магнитный максимумы.

К югу от Тугаракчанского прогиба расположено Мынсуалмасское поднятие, тектоническая природа домезозойских образований которого пока не установлена.

Строение Северо-Каспийского поднятия, выявленного сейсмическими работами КМПВ, детально не изучено. Сейсмический горизонт «ф» залегает здесь на глубинах порядка 7—8 км и выше его прослеживаются горизонты  $\Pi_2$  и  $\Pi_1$ . В пределах этого поднятия предполагается резко сокращенная мощность подсолевых средне- и верхнепалеозойских отложений.

Астраханское поднятие по сейсмическому горизонту «ф» представляет собой обширный столбообразный выступ, выраженный гравитационным максимумом и положительным магнитным полем. Поскольку подсолевые средне- и верхнепалеозойские отложения этого поднятия сходны с одновозрастными породами остальной части Актюбинско-Астраханской зоны, выраженной гравитационными минимумами, то отсюда следует, что Астраханский гравитационный максимум обусловлен додевонскими образованиями, в том числе, возможно, и высоким гипсометрическим положением поверхности Мохоровичича Аралсорской зоны, которая, по данным ГСЗ, прослеживается от Аралсорского гравитационного максимума в направлении Астрахани. Положительные магнитные аномалии этого поднятия также могут быть связаны только с додевонскими образованиями, так как вскрытые здесь скважинами более молодые подсолевые средне- и верхнепалеозойские породы не магнитны. Сейсморазведкой на этом поднятии прослежены те же сейсмические горизонты, что и на остальной части Актюбинско-Астраханской зоны.

Разрез подсолевых средне- и верхнепалеозойских отложений Астраханского поднятия сходен с Биикжальским: в основании кунгурского яруса здесь скважинами вскрыта 100-метровая пачка аргиллитов, предположительно артинского возраста, несогласно залегающая на из-

вестняхях башкирского яруса (северокельтменского горизонта). Последние в свою очередь несогласно перекрывают окские слои верхневизейского подъяруса, т. е. на Астраханском поднятии, как и на Биикжальском, в подсолевом разрезе отсутствуют отложения сакмарского и ассельского ярусов нижней перми, верхнего отдела карбона, московского и большей части башкирского яруса среднего карбона и намюрского яруса нижнего карбона (Воронин и др., 1976). Степень дислоцированности пород слабая, а плотность их значительная. Во всех скважинах, вскрывших подсолевые отложения на Астраханском поднятии, отмечались газопроявления.

Таким образом, как можно было видеть, подсолевые средне- и верхнепалеозойские отложения Актюбинско-Астраханской зоны характеризуются всюду почти одинаковым геологическим строением: сокращенной мощностью, большой стратиграфической неполнотой, слабой дислоцированностью и близкими типами формаций. Это — морская сероцветная молассовая формация докунгурской перми (в отличие от молассы Предуральяского краевого прогиба характеризуется более тонкозернистым терригенным материалом и содержанием карбонатных пород); флишоидная формация верхнего карбона; терригенно-карбонатная формация среднего карбона — верхнего визе (нижнего карбона) и граувакковая формация нижнего карбона — верхнего девона. Таким же набором формаций представлены средне- и верхнепалеозойские отложения Примугоджарского и Тугаракчанского прогибов, но здесь они по сравнению с отложениями Актюбинско-Астраханской зоны характеризуются увеличенной мощностью, значительно более полным стратиграфическим объемом, увеличенным содержанием грубообломочного терригенного материала и повышенной дислоцированностью.

Относительно строения подсолевых отложений северо-западной бортовой зоны Прикаспийской впадины исследователями в настоящее время высказываются две точки зрения. Одни исследователи (Ерофеев и др., 1970; Лацкова, 1970; Цимберг, 1972, и др.) считают, что на северо-западе Прикаспийской впадины под подсолевыми отложениями погребена зона поднятий, ограниченная бортовым тектоническим уступом. Другие (Грачевский, 1961; Буш и др., 1968; Мирчинк и др., 1973) Волгоград-Оренбургский бортовой уступ рассматривают как барьерный риф, от которого в сторону Прикаспийской впадины располагается некомпенсированный прогиб с глубоководным типом осадков.

Анализ данных бурения и сейсморазведки позволяет высказать следующие представления о геологическом строении подсолевых отложений северо-западной зоны Прикаспийской впадины.

В настоящее время северный и западный борта впадины пересечены многочисленными сейсмическими профилями и буровыми скважинами, и на всех пересечениях от Волгограда до Оренбурга по поверхности подсолевого ложа зафиксирован резко выраженный уступ.

Таким образом, существование регионального Волгоград-Оренбургского бортового уступа по подсолевому ложу (к которому приурочен отражающий горизонт  $\Pi_1$ ) несомненно. Этому уступу соответствуют тектонический уступ в дорифейском фундаменте, флексура по кровле соленосной толщи кунгура и зона больших градиентов мощностей в надсолевом комплексе, обусловивших, как показывают расчеты, Волгоград-Оренбургскую гравитационную ступень. В направлении от уступа в сторону Прикаспийской впадины резко сокращается мощность надверейской толщи (интервал между горизонтами  $\Pi_1$  и  $\Pi_2$ ) и на некоторых пересечениях горизонты  $\Pi_1$  и  $\Pi_2$  сливаются. С другой стороны, по мере продвижения от уступа к центру впадины на допермскую поверхность (на докунгурскую, артинскую или ассельскую) выходят все более древние слои допермского возраста, вплоть до нижних слоев башкирского яруса среднего карбона (рис. 3). Следовательно, сокращение мощности

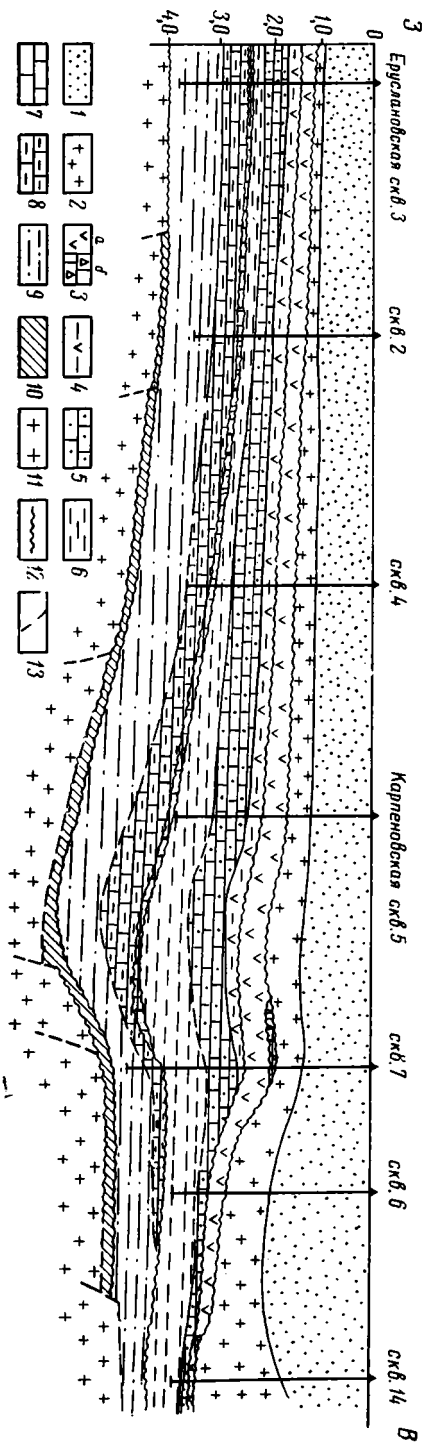


Рис. 3

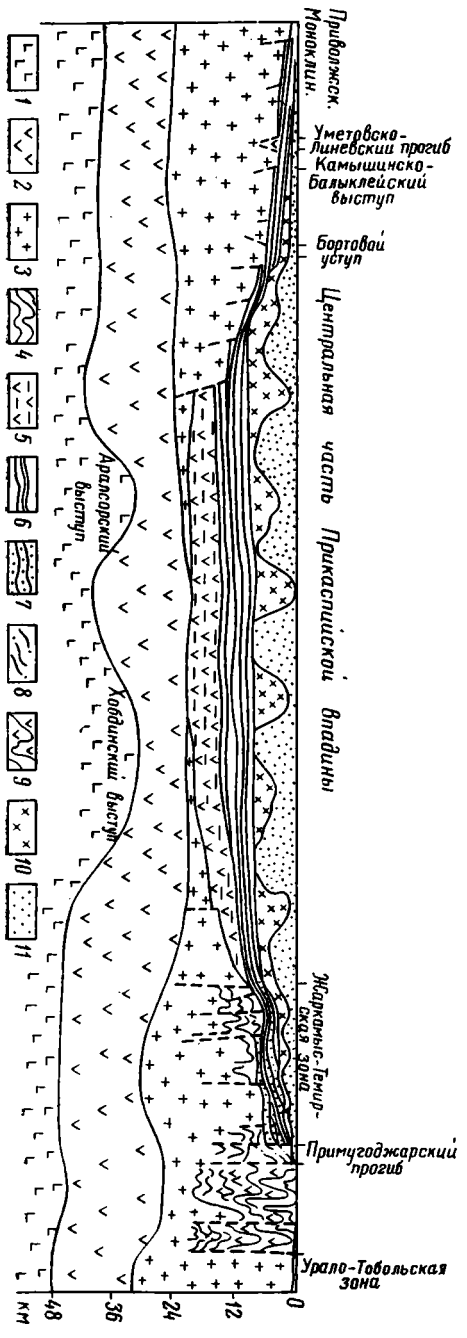


Рис. 4

отложений между горизонтами  $\Pi_1$  и  $\Pi_2$  (надверейской толщи) в северо-западной зоне впадины происходит не только вследствие перехода карбонатных пород докунгурской перми в отложения депрессионного типа, как это считают многие исследователи, а главным образом за счет размыва надверейской толщи, что указывает на существование здесь зоны палеоподнятий. Кроме того, существование этой зоны поднятий (будем ее называть Заволжско-Утвинской) доказывается резко сокращенной мощностью и выпадением из разреза крупных стратиграфических подразделений нижнего карбона и верхнего девона в пределах всей северо-западной зоны Прикаспийской впадины.

Интересно отметить, что Заволжско-Утвинская и Актюбинско-Астраханская зоны погребенных поднятий характеризуются выпадением из их разрезов примерно одних и тех же стратиграфических подразделений, что указывает на идентичность тектонических движений в их пределах.

По своей тектонической природе Заволжско-Утвинская зона поднятий, по-видимому, представляет собой краевое поднятие Восточно-Европейской платформы, которое в докунгурское время занимало высокое гипсометрическое положение и характеризовалось преобладанием восходящих тектонических движений.

В настоящее время этот уступ является границей, отделяющей Прикаспийскую впадину с развитием соляных куполов от сопредельных районов Восточно-Европейской платформы с приподнятым залеганием фундамента и пластообразным залеганием соленосной толщи кунгура.

В предкунгурское время в связи с началом формирования Прикаспийской впадины Заволжско-Утвинская зона поднятий испытала погружение и в результате этого возник морфологически выраженный эрозионно-тектонический Волгоград-Оренбургский уступ, предопределивший формирование в пределах его позднеартинских биогермных образований.

Детали строения Волгоград-Оренбургского уступа и Заволжско-Утвинской зоны палеоподнятий во многом остаются еще неясными. В настоящее время Заволжско-Утвинскую зону можно лишь предположительно разделить на три крупных тектонических блока: Заволжский, Озинковский и Утвинский.

Рис. 3. Геологический разрез по линии С—Д (по линии скв. № 3 Еруслановская — скв. № 14 Карпеновская). Составил Н. В. Неволин (по материалам НВНИИГ и ВНИГНИ), 1976

1 — надсолевой верхнепермско-мезозойский терригенный комплекс, 2 — соленосная толща кунгура, 3 — отложения нижней (докунгурской) перми: а — терригенно-карбонатные породы, б — биогермные образования; 4 — карбонатные породы верхнего карбона; 5 — преимущественно карбонатные породы московского яруса среднего карбона (каширский, подольский, мячковский горизонты), 6 — терригенные породы верейского горизонта московского яруса среднего карбона, 7 — преимущественно карбонатные отложения башкирского яруса среднего карбона и намюрского яруса нижнего карбона, 8 — терригенно-карбонатные отложения нижнего карбона (без намюрского яруса), 9 — терригенно-карбонатные отложения верхнего и среднего девона, 10 — предполагаемые верхнепротерозойские отложения, 11 — дорифейский фундамент, 12 — поверхности стратиграфических несогласий, 13 — разломы

Рис. 4. Принципиальный геологический разрез через Прикаспийскую впадину по линии А—Б. Составил Н. В. Неволин, 1976

1 — подкорový субстрат, 2 — «базальтовый» слой, 3 — «гранитный» слой, 4 — складчатые комплексы верхнего протерозоя — нижнего палеозоя, 5 — предполагаемый нижний подсолевой комплекс платформенного чехла (верхний протерозой — нижний палеозой) в центральной части впадины, 6 — верхний подсолевой комплекс платформенного чехла (девон, карбон и докунгурская пермь) в центральной части впадины, 7 — верхний подсолевой комплекс в пределах Актюбинско-Астраханской зоны поднятий, 8 — средне- и верхнепалеозойские отложения Примугоджарского прогиба, 9 — доверхнедевонские осадочно-эффузивные образования Сакмарской и Магнитогорской зон Мугоджар, 10 — соленосные отложения кунгурского яруса, 11 — верхнепермско-мезозойский надсолевой комплекс

В целом Заволжско-Утвинская зона выражена региональным гравитационным минимумом, обусловленным увеличенной мощностью консолидированной коры, главным образом ее «гранитного» слоя (рис. 4).

Перейдем теперь к рассмотрению строения центральной части Прикаспийской впадины.

О глубинном строении Центральной части Прикаспийской впадины в настоящее время имеются ограниченные сейсмические данные. Согласно этим данным, здесь на глубинах 20—23 км залегает высокоскоростной сейсмический горизонт ( $v_r=6,7-7,1$  км/сек). По этому сейсмическому горизонту центральная часть впадины обрисовывается в виде коленообразного изгиба (см. рис. 2). Северо-восточная часть впадины (Каратюбинский прогиб) ограничивается Актюбинско-Астраханским и Заволжско-Утвинским поднятиями. Юго-западная часть впадины (Сарпинский прогиб) по тектонической природе, по-видимому, представляет собой шовную структуру, возникшую в зоне сочленения Воронежского массива с Актюбинско-Астраханской зоной поднятий.

Относительно происхождения высокоскоростного сейсмического горизонта ( $v_r=6,7-7,1$  км/сек) среди исследователей нет единого мнения. Одни исследователи (Горецкий и др., 1972; Есенов и др., 1971; Журавлев, 1972) полагают, что субокеанический тип земной коры центральной части Прикаспийской впадины имеет вторичный характер, т. е. породы, отвечающие здесь скоростям 6,7—7,1 км/сек, возникли в результате базификации «гранитного» слоя, который подвергся метаморфизму гранулитовой фации. По В. Л. Соколову (1970), сейсмические поверхности с высокими граничными скоростями в нижней части подсолевого комплекса могут соответствовать разделам внутри существенно базальтофицированного «гранитного» слоя. Ю. П. Конценебин, К. А. Машкович, Л. М. Найдис (1972) за поверхность фундамента в центральной части впадины принимали сейсмическую границу с  $v_r=6,4-6,5$  км/сек, а залегающие ниже породы относили к «гранитному» слою. Б. С. Вольковский (устное сообщение) считает, что в центральной части впадины выше «базальтового» залегает «гранитный» слой небольшой мощности, который при применяющейся системе сейсмических наблюдений не выделяется. Другие исследователи (Альтер и др., 1970; Зубов и др., 1972; Фоменко, 1972, и др.) считают, что высокоскоростной сейсмический горизонт ( $v_r=6,9-7,1$  км/сек) в центральной части Прикаспийской впадины соответствует поверхности «базальтового» слоя, непосредственно перекрывает осадками платформенного чехла. Этой точки зрения придерживается и автор настоящей статьи. Согласно этим представлениям, выше высокоскоростного сейсмического горизонта ( $v_r=6,7-7,1$  км/сек) в центральной части впадины залегает мощная (12—13 км) толща докунгурских отложений (см. рис. 4), в которой регионально прослеживается ряд опорных сейсмических горизонтов. Отражающий сейсмический горизонт П<sub>1</sub> залегает здесь на глубинах 9—10 км, он, как и в бортовых зонах впадины, по-видимому, приурочен к поверхности подсолевого ложа.

Горизонт П<sub>2</sub> (высокоомный горизонт, по данным электроразведки), залегающий на глубинах 13—14 км, по-видимому, приурочен к известнякам среднего или нижнего карбона. Горизонт П<sub>3</sub> залегает на глубинах 14—16 км. Стратиграфическое положение этого сейсмического горизонта пока не установлено.

Судя по сейсмическим данным, подсолевые отложения в Каратюбе-Сарпинском прогибе представлены карбонатными и терригенными породами (породами с высокими и низкими значениями пластовых скоростей). В гравитационном поле этот прогиб выражен Хобдинско-Аралсорской зоной максимумов силы тяжести, обусловленной в основном, вероятно, мантийными выступами (см. рис. 4).

Историю развития Прикаспийской впадины на байкальском и каледонском этапах восстановить пока трудно. Приведенные выше данные позволяют лишь предполагать, что в рифейское время, когда в окраинных и внутренних грабенообразных прогибах Восточно-Европейской платформы впервые начали формироваться осадочные толщи, на месте современной Прикаспийской впадины возник прогиб (Каратюбе-Сарпинский). Этот прогиб в докембрийское время на северо-востоке, по-видимому, соединялся с Камско-Уфимским окраинным прогибом (Муратов и др., 1962), а на юго-западе — через Сарпинский прогиб — с Днепровско-Донецким авлакогеном. На севере он ограничивался тектоническими выступами Волго-Уральского щита, а на западе — Воронежским массивом. На юге и востоке этот прогиб по глубинным разломам (Восточно-Прикаспийскому и Южно-Прикаспийскому) сочленялся с поднятиями Актюбинско-Астраханской зоны, а на северо-западе (Пачелмский грабен) далеко заходил в пределы Восточно-Европейской платформы.

В герцинском (допермский) этапе на месте докембрийского Каратюбе-Сарпинского прогиба возник средне- и верхнепалеозойский прогиб. Центральная часть этого прогиба, ограниченная Актюбинско-Астраханской и Заволжско-Утвинской зонами поднятий, в герцинском этапе была заполнена подсолевыми средне- и верхнепалеозойскими карбонатными и терригенными отложениями, мощностью 5—6 км. В раннепермское время эти отложения в пределах Заволжско-Утвинской и Актюбинско-Астраханских зон подверглись глубокому размыву.

В артинское время в связи с заложением Прикаспийской впадины происходило формирование Волгоград-Оренбургского эрозионно-седиментационного бортового уступа, а в пределах ныне погребенной зоны Заволжско-Утвинских поднятий в это время шло некомпенсированное осадконакопление.

В кунгурское время и позже Прикаспийская впадина претерпела существенную структурную перестройку и значительно расширила свои границы. В результате этого образовалась обширная и глубокая плоскодонная впадина, наложенная в периферийных своих частях на Заволжско-Утвинскую и Актюбинско-Астраханскую зоны поднятий, а также на Примугоджарский и Тугуракчанский прогибы.

Все вышеизложенное позволяет сделать следующие выводы.

1. Прикаспийская впадина является долгоразвивающейся многоярусной структурой, заложеной в рифейское время в районе сочленения Восточно-Европейской платформы с Урало-Монгольским и Средиземноморским геосинклинальными поясами. По своей тектонической природе она является окраинным (перикратонным) прогибом. Северный и западный ее борты являются платформенными (внешними), а восточный и южный по докунгурским отложениям — геосинклинальными (внутренними).

2. Под кунгурской Прикаспийской впадиной погребен Каратюбе-Сарпинский прогиб, возникший в рифейское время и унаследованно развивавшийся на каледонском и герцинском этапах.

3. Жаркамыс-Темирское поднятие Актюбинско-Астраханской зоны, вероятно, южное подземное продолжение миеосинклинальной зоны Южного Урала, а Биикжальское поднятие, возможно, представляет собой дорифейский массив. Тектоническая природа и структурное положение Северо-Каспийского и Астраханского поднятий не установлены. Предположительно они нами отнесены к байкальско-каледонским поднятиям Средиземноморского геосинклинального пояса.

4. Слабо дислоцированные подсолевые средне- и верхнепалеозойские отложения Актюбинско-Астраханской зоны, видимо, сформированные в пределах жестких дорифейских и байкальско-каледонских массивов.

5. Примугоджарский и Тугуракчанский прогибы относятся к внут-



ригееосинклинальным трогам, возникшим и сформировавшимися в герцинский этап в зонах повышенной тектонической активности.

6. Заволжско-Утвинская зона палеоподнятий представляет собой краевое поднятие Восточно-Европейской платформы, а Волгоград-Оренбургский бортовой уступ в настоящее время является седиментационно-эрозионно-тектоническим элементом, морфологически выраженным в докунгурском палеорельефе.

#### Литература

- Айзенштадт Г. Е. А., Днепров В. С., Ганелина Р. А.* О возрасте подсолевых отложений в Биикжальской сверхглубокой скважине на юге Прикаспийской впадины.— Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 5.
- Альтер С. М., Циммер В. А.* Глубинное изучение земной коры Прикаспийской впадины методом ГСЗ и сейсмическими наблюдениями станции «Земля». М., «Недра», 1970.
- Буш Э. А., Быстрицкая П. М., Кузнецов В. Г., Рябченко Ф. М., Соколов В. Л., Шорников Б. Я.* Геологическое строение и объекты разведки на газ бортовой зоны Прикаспийской впадины в Нижнем Поволжье.— Геол. нефти и газа, 1966, № 5.
- Воронин Н. И., Федоров Д. Л.* Геология и нефтегазоносность юго-западной части Прикаспийской впадины. Изд-во Саратовского ун-та, 1976.
- Гарецкий Р. Г.* Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. М., «Наука», 1962.
- Гарецкий Р. Г., Голов А. А., Журавлев В. С., Неволин Н. В., Самодуров В. И., Фоменко К. Е., Эвентов Я. С., Яншин А. Л.* Глубочайшая впадина древних платформ — Прикаспийская.— В кн.: Доклады сов. геол. Проблема № 3, XXIV сессия Межд. геол. конгр. М., «Наука», 1972.
- Грачевский М. М.* О возможных рифах пермского возраста в прибортовой части Северного Прикаспия.— Новости нефтяной и газовой техники, сер. геол., 1961, № 11.
- Дальян И. Б., Посадская А. С.* Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. Алма-Ата, «Наука», 1972.
- Демчук Л. В., Шахиджанов Ю. С.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности западного Примугоджарья.— В кн.: Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамлений. М., Госгостехиздат, 1962.
- Днепров В. С., Колтыпин С. Н.* Разрез отложений, вскрытых Биикжальской скважиной СГ-2.— Тр. ВНИГРИ, вып. 301 (сб. № 1). Л., 1971.
- Есенов Ш. Е., Азнабаев Э. К., Маташев М. М., Хакимов Г. Х.* Геология и нефтегазоносность юго-востока Прикаспийской впадины. Алма-Ата, «Наука», 1971.
- Ерофеев Н. С., Алексин А. Г., Макарова Г. П.* Разведка бортового уступа Прикаспийской впадины — неотложная задача.— Геол. нефти и газа, 1970, № 5.
- Журавлев В. С.* Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. М., «Наука», 1972.
- Замаренов А. К.* Средний и верхний палеозой восточного и юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины. М., «Недра», 1970.
- Зубов И. П., Кунин Н. Я., Волож Ю. А., Циммер В. А.* Новые данные о строении Прикаспийской впадины в связи с оценкой перспектив ее нефтегазоносности.— Сов. геология, 1972, № 11.
- Концетев Ю. П., Машкович К. Л., Найдис Л. М.* К вопросу о глубине докембрийского фундамента в Прикаспийской впадине.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1972, № 11.
- Мирчинк М. Ф., Шахновский И. М., Шибалдин В. П.* О природе бортового уступа Прикаспийской впадины.— Геол. нефти и газа, 1973, № 1.
- Лацкова В. Е.* Новые данные о строении зоны бортового уступа в северной части Прикаспийской впадины.— Нефтегазовая геология и геофизика, 1970, № 10.
- Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С.* Основные этапы тектонического развития Русской платформы.— Известия вузов. Геол. и разведка, 1962, № 11.
- Пиччук И. А.* Литолого-петрографическая характеристика нижнепермских отложений Биикжальской скважины СГ-2 в интервале 4535—4979, 5.— Тр. ВНИГРИ, вып. 301, Л., 1971.
- Соколов В. Л.* Проблема газосности Прикаспийской впадины. ВНИИЭГазпром, М., 1970.
- Фоменко К. Е.* Строение кристаллического фундамента Прикаспийской впадины по геофизическим данным.— Геол. нефти и газа, 1972, № 10.
- Цимберг Д. И.* О северо-западном бортовом уступе Прикаспийской впадины.— Докл. АН СССР, 1972, т. 209, № 3.
- Яншин А. Л.* Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу.— В кн.: вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти акад. А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.

УДК 551.242.5(47)

Е. М. МАКСИМОВ

ПОСТРОЕНИЕ ГРАФИКОВ АМПЛИТУД  
ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР

В основе палеогеографических и палеотектонических реконструкций лежит тщательное изучение статистических систем, т. е. современного состояния геологических объектов (Косыгин, 1974). Установлено, что деформации слоев в платформенных условиях часто происходят одновременно с осадконакоплением и что основные их параметры (амплитуда, площадь, объем) закономерно изменяются с глубиной. Очевидно, эти закономерности можно отобразить графически.

Отложим по оси абсцисс абсолютные отметки оконтуривающих структуру изогипс стратиграфических реперов, по оси ординат — амплитуды складки, замеренные по тем же реперам. Соединив точки, мы получаем некоторую ломаную линию  $ab\gamma d$  — график, отражающий изменение амплитуды структуры по разрезу (рис. 1,  $a$ ). Он позволяет оценить амплитуду поднятия на любой заданной глубине. Для этого необходимо восстановить перпендикуляры против соответствующих отметок глубин до пересечения с ломаной и взять отсчет по оси ординат. График амплитуд может быть использован в качестве вспомогательного материала при построении структурных карт методом схождения для поверхностей, лежащих между основными реперами.

Путем осреднения точек  $a, b, \gamma, d$  график амплитуд можно представить в виде прямой  $m$ . Процедура осреднения точек выполняется либо визуально, либо с применением математических методов. Угол наклона прямой  $m$  к оси абсцисс будет характеризовать собой степень затухания, а точка пересечения с осью абсцисс — примерную глубину затухания амплитуды структуры. Вычислив тангенс угла, мы получаем обобщенный коэффициент для данной структуры — среднюю степень затухания амплитуды:

$$K_{cp} = a \cdot \operatorname{tg} \alpha,$$

где  $a$  — коэффициент искажения вертикального и горизонтального масштаба на графике.

Теперь перейдем к интерпретации этого графика с палеотектонических позиций. Амплитуда по юрскому горизонту сформировалась за все послеюрское время и, следовательно, является суммой всех палеоамплитуд послеюрского этапа. Точно так же амплитуда по валанжинскому горизонту сформировалась в послеваланжинское время и является суммой палеоамплитуд послеваланжинского этапа роста. Вычитая из амплитуды кровли юры амплитуду кровли валанжина, мы получаем величину прироста амплитуды за берриас-валанжинское время.

Изложенное легко доказывается математически. Амплитуда прироста структуры за время накопления изображенной на рис. 2 некоторой толщи в традиционном варианте определяется как разница мощностей на крыле и на своде:  $a_p = ДГ - БВ$ . Выполнив небольшие преобразования этого равенства, можно доказать, что амплитуда прироста струк-

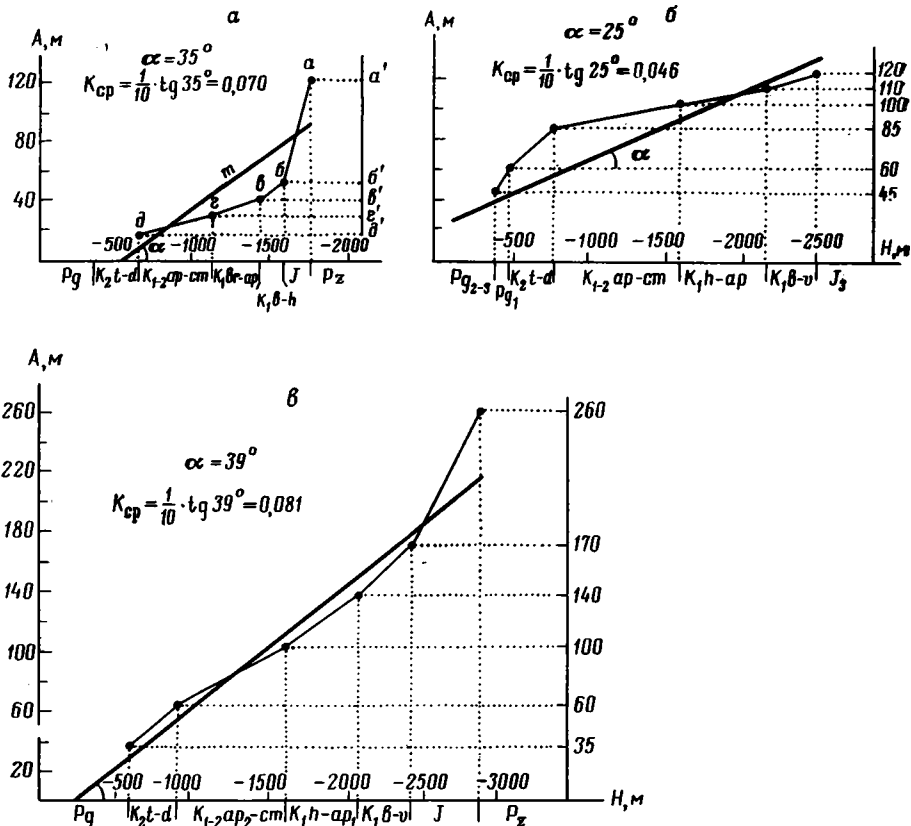


Рис. 1. Графики амплитуд некоторых структур Западно-Сибирской плиты: а) Лемьинское локальное поднятие; б) Варьеганский вал; в) Самотлорское куполовидное поднятие

туры за тот же промежуток времени численно равна разнице амплитуд подошвы и кровли толщи:

$$\begin{aligned}
 a_p &= ДГ - БВ = (ГЕ - ДЕ) - (АВ - АБ) = \\
 &= [(ME + a_n) - (KE + a_k)] - (AB - AB) = \\
 &= AB + a_n - AB - a_k - AB + AB = a_n - a_k;
 \end{aligned}$$

где:  $a_p$  — амплитуда роста,  $a_n$  — амплитуда подошвы толщи,  $a_k$  — амплитуда кровли толщи.

Из сказанного выше следует пять основных выводов.

1. Вычитая значения амплитуд по разным горизонтам друг из друга, можно получить величину прироста амплитуды структуры практически для любого заданного промежутка геологического времени. Для этого предварительно необходимо провести стратиграфическую шкалу параллельно со шкалой глубин, т. е. расчленить разрез на системы, отделы, ярусы с соответствующими индексами возраста. Каждая структура будет иметь свою стратиграфическую шкалу, так как последняя зависит от изменения мощности толщ. Границы отделов, ярусов на стратиграфической шкале совпадают с отметками глубин замкнутых изогипс соответствующих стратиграфических поверхностей на шкале абсолютных глубин.

2. График амплитуд одновременно является графиком роста структуры, если его читать сверху вниз и справа налево.

3. Проектируя точки *a, б, в, г, д* на ось ординат, мы получаем колонку амплитуд *а'б'в'г'д'*, которую, читая сверху вниз, можно интерпретировать как колонку роста структуры. Из нее можно определить, в какой момент времени амплитуда достигает 50 или 75% современной величины.

4. Прямая *t* интерпретируется как осредненный график роста. Углы наклона отрезков ломаной линии *абвгд* или прямой *t* к оси абсцисс прямо пропорциональны скорости роста структуры. Следовательно, коэффициент затухания амплитуды одновременно является показателем интенсивности роста структуры. Точка пересечения осредняющей *t* с осью абсцисс по шкале глубин примерно определяет глубину затухания амплитуды структуры, по стратиграфической шкале — приблизительное время затухания роста.

5. График амплитуд является некоторой моделью платформенной структуры. Ломаную *абвгд* путем аппроксимации можно представить в виде функции. По конфигурации графиков, по коэффициенту  $K_{ср}$  времени начала и завершения роста и другим показателям, которые легко могут быть высчитаны по графикам, платформенные структуры можно разделить на типы и классы. В основу классификации структур по этим графикам в первую очередь должны быть положены размеры амплитуд, а затем — время заложения структуры, затухание роста и коэффициент  $K_{ср}$ .

На рис. 1 приведены три типа графиков.

а) Лемьинское поднятие. Современная амплитуда по кровле палеозойского фундамента составляет 120 м. График амплитуд (ломаная *абвгд*) обращен выпуклостью вниз. Структура юрского заложения более чем на 50% сформировалась в юрский период ( $a'b' = 65$  м). К концу сеноманского века амплитуда по кровле фундамента составила 100 м ( $a'd' = 100$  м). Средний коэффициент затухания амплитуд (он же средний коэффициент интенсивности роста)  $K_{ср} = 0,070$ .

б) Варьеганский вал. Современная амплитуда по кровле юры составляет 120 м. Сведения о юрском этапе развития отсутствуют, так как нет структурной карты по кровле фундамента. График амплитуд обращен выпуклостью вверх. Кровля юры к концу мелового периода деформировалась на 50%. Такой вывод делается определением разности амплитуд по кровле юры и кровле мела (60 м). На кайнозойский этап приходится 50% роста. Структура, по-видимому, продолжает рост и в настоящее время, так как точка пересечения прямой *t* с осью абсцисс находится за нулевой отметкой.

в) Самотлорское куполовидное поднятие. Современная амплитуда по кровле палеозойского фундамента составляет 260 м. График амплитуд приближается к прямой. Структура юрского заложения, достаточно равномерного длительного и интенсивного роста ( $K_{ср} = 0,084$ ). К концу юры амплитуда кровли фундамента составила 90 м ( $260 - 170 = 90$ ). На кайнозойский этап приходится около 13% роста ( $35 \cdot 100 / 260 = 13,5\%$ ). Примерно на глубине 200 м структура затухает. Переходя на стратиграфическую шкалу, можно оценить и время затухания роста: оно приблизительно отвечает олигоцену.

Точность графических построений и цифровых характеристик структур зависит от степени достоверности первичного материала. Отклонения точек *a, б, в, г, д* от осредняющей линии *t* обуславливаются либо субъективными факторами (точность отсчета по картам изогипс, фиксированность или нефиксированность точек наблюдения для разных

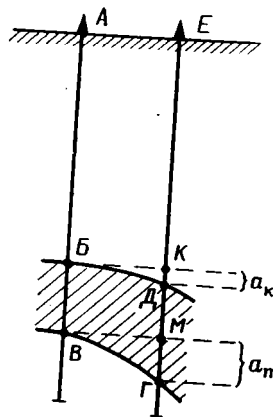


Рис. 2. Схематический профиль по линии буровых скважин А и Е

уровней глубин и т. д.), либо неравномерностью роста структуры. Наиболее точные данные по графикам амплитуд можно получить для поднятий, сохраняющих структурный план по всем горизонтам.

Практически графики амплитуд можно построить до ввода структур в бурение по структурным картам, получаемым сейсмическими методами. Например, в пределах Западно-Сибирской плиты структурные карты обычно строятся по трем сейсмическим горизонтам: «Б» (волжский ярус), «М» (подошва апта), «Г» (кровля сеномана). Три значения амплитуд, отсчитываемые по этим картам, достаточны для предварительного построения графика амплитуд (он же график роста) и снятия необходимых параметров. Для повышения точности отчета амплитуд по структурным картам необходимо учитывать возможность дополнительного проведения полуизогипс.

Аналогично можно отобразить на графиках изменения площади и объема структур по разрезу. Однако определение границы поднятия (следовательно, и площади) на полого залегающих поверхностях во многом зависит от принятого сечения изогипс, т. е. от субъективного фактора. Теоретические модели конседиментационных структур позволяют предположить, что график площади представляет собой некоторую гиперболическую кривую, так как вверх по разрезу площадь постепенно возрастает, стремясь к бесконечности (к горизонтальной плоскости), а вниз по разрезу уменьшается, стремясь к нулю (к точке).

По графикам площади и амплитуды можно рассчитать объем ловушки.

Охарактеризованный графический метод анализа платформенных структур удобен как экспресс-метод своей простотой, возможностью получения цифровых характеристик поднятий, проверки точности структурных и палеоструктурных построений. Он позволяет выразить платформенные структуры в виде некоторой графической модели, функции и применять ЭВМ для анализа. Однако он не может заменить другие традиционные палеотектонические методы, рассмотренные в работах В. Б. Неймана (1962), К. А. Машковича (1970), К. И. Микуленко и др. (1974) и др., так как не учитывает особенностей развития поднятий в плане и во взаимоотношении друг с другом.

#### Литература

*Косыгин Ю. А.* Основы тектоники. М., «Недра», 1974.

*Машкович К. А.* Методы палеотектонических исследований в практике поисков нефти и газа. М., «Недра», 1970.

*Микуленко К. И., Старосельцев В. С., Растегин А. А. и др.* Методы изучения тектоники нефтегазоносных мезозойских отложений Сибири.—Тр. Сибирского н.-и. ин-та геол., геофиз. и минерального сырья, вып. 180. М., «Недра», 1974.

*Нейман В. Б.* Вопросы методики палеотектонического анализа в платформенных условиях. М., Госгеолтехиздат, 1962.

ЗапСибНИГНИ  
Тюмень

Статья поступила  
2 августа 1976 г.

УДК 551.242.5(47)

А. К. ЗАПОЛЬНОВ

**О МОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ  
ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР**

Рассмотрена морфология платформенных структур и по ряду признаков, в частности, соотношению длины к степени удлиненности дана их классификация.

Наиболее значительное упорядочение терминологии структур платформенного чехла было осуществлено в 1963 г. на состоявшемся в Ленинграде Межведомственном совещании по выработке схемы классификации платформенных структур и их терминологии. Опубликование решения этого совещания (Основные итоги..., 1963) и рекомендации бывшего Госгеолкома СССР к использованию его в практической работе (Геология нефти и газа, № 2, 1964) способствовали быстрому распространению принятой на совещании схемы классификации. Эта классификация, по существу чисто морфологическая, была построена сравнительно просто и логично и поэтому оказалась в целом удобной для описания тектоники платформенного чехла. Тем не менее десятилетнее использование этой схемы при тектоническом районировании различных платформенных областей выявило и ее слабые стороны.

В качестве основных классифицирующих признаков в решении совещания 1963 г. рассматриваются размер и форма структур. Под размером структуры понимается площадь структуры в плане, и в зависимости от площади все структуры разделены на шесть групп (порядков): региональные, крупнейшие, крупные (I порядка), средние (II порядка), мелкие (III порядка) и мельчайшие (IV порядка). Под формой структуры понимается степень удлиненности, в зависимости от которой структуры всех порядков делятся на изометрические, или округлые, со степенью удлиненности до 1:3, и вытянутые, или линейные.

В. В. Бронгулевым (1972) было указано на преимущественное значение для классифицирования платформенных структур не площади, а длины. Этот вывод затем был подтвержден В. Н. Семовым (1973) на основе статистического анализа более 400 различных крупных структурных элементов Евразии, выделенных на обзорных общетектонических картах. Понятно, что далеко не все из этих структурных элементов являются образованиями платформенного этапа развития. Поэтому представляется небезынтересным рассмотреть с этих позиций совокупность исключительно платформенных структур какого-либо региона.

На графике «длина — удлинение» (рис. 1) нанесены данные измерений платформенных структур Русской плиты, выраженных в рельефе фундамента и превосходящих в длину 100 км, — всего 89 структур. Чтобы график стал более наглядным, для оси удлинений (оси ординат) был выбран логарифмический масштаб. Из рисунка видно, что в зависимости от длины все структуры достаточно четко распределяются по 5 группам (полям), за пределами которых остаются лишь две наиболее протяженные структуры (Украинская антеклиза и Днепровско-Донецкий прогиб). На этом же рисунке проведены изолинии равных площадей

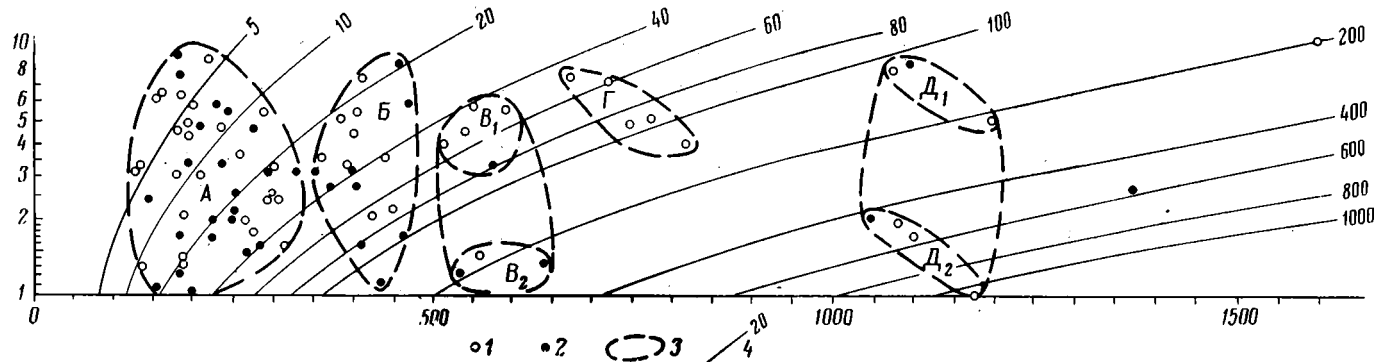


Рис. 1. График «длина—удлинение» для платформенных структур Русской плиты (в полулогарифмическом масштабе)  
 1 — платформенные структуры Русской плиты: *a* — положительные, *b* — отрицательные; 2 — поля концентрации структур; 3 — изо-  
 линии равных площадей структур (вычислены по формуле эллипса) и их значения в тыс. км<sup>2</sup>

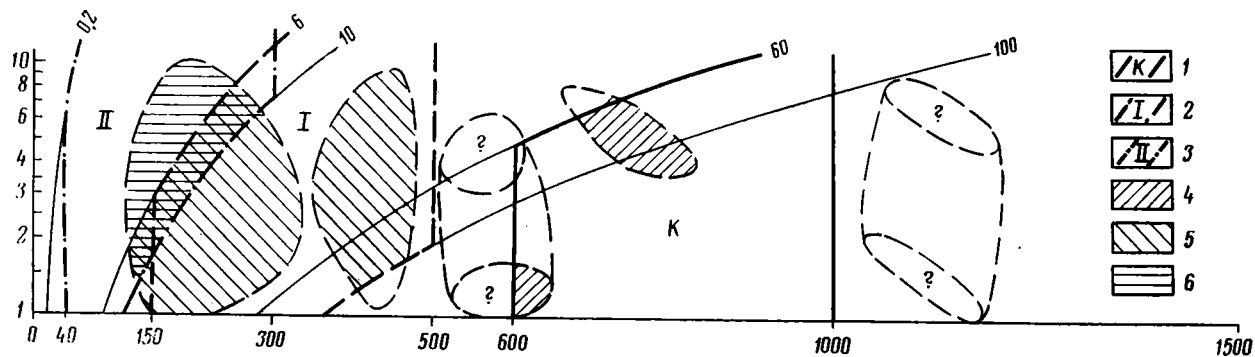


Рис. 2. Соотношение объемов групп структур, выделенных в зависимости от длины структуры и по схеме классификации 1963 г.  
 1—3 — объемы групп (порядков) структур по схеме классификации 1963 г.: 1 — крупнейшие структуры, 2 — структуры I порядка, 3 — структуры II порядка; 4—6 — зоны полей концентрации структур, отвечающие: крупнейшим структурам схем 1963 г. (4), структурам I порядка (5), структурам II порядка (6). Знаком «?» отмечены зоны, остающиеся вне предельных значений групп схемы 1963 г. Остальные обозначения см. рис. 1

структур, вычисленных по формуле эллипса. Из рисунка видно, что естественного распределения на группы в зависимости от площади для структур Русской плиты нет.

На рис. 2 реальные поля концентрации структур чехла Русской плиты сопоставлены с предельными размерами групп по классификации 1963 г.; площадь более 60—100 тыс. км<sup>2</sup>, длина 600—1000 км для крупнейших структур, от 6—10 до 60—100 тыс. км<sup>2</sup> и 150—500 км для структур I порядка, от 0,2 до 6—10 тыс. км<sup>2</sup> и 40—300 км для структур II порядка. Как видно из рисунка, часть реально существующих структур (на рис. 2 отмечены знаком вопроса) вообще остается вне пределов полей, предусмотренных этой классификацией. В то же время область перекрытия, общая для структур I и II порядков, проходит по густо «заселенному» полю А. Это создает излишние классификационные трудности и соответственно трудности терминологического порядка.

Подобные затруднения в значительной степени устраняются при классифицировании платформенных структур Русской плиты в зависимости от их размеров по длинной оси. Группы А и Б (см. рис. 1) с величиной длинной оси от 100 до 500 км образуют категорию структур, отвечающих средним и крупным структурам схемы классификации 1963 г. Следующую категорию образуют структуры двух малочисленных групп В и Г. Наконец, наиболее крупные из рассматриваемых структур, превышающие 1000 км по длинной оси, отвечают крупнейшим структурам схемы 1963 г. Сюда относятся антеклизы и синеклизы Русской плиты и крупнейшие прогибы (Днепровско-Донецкий, Притиманский). Граничные значения длин выделяемых таким образом категорий структур весьма близки граничным значениям длин первых трех классов структурных элементов, по классификации В. Н. Сомова (50—450, 450—950, 950—1650 км).

Что касается второго классифицирующего параметра, степени удлиненности, то, как видно из рис. 1, осуществить естественное разделение на округлые и удлиненные возможно только для структур двух последних категорий, т. е. структур с размерами более 500 км по длинной оси. Между подгруппами В<sub>1</sub> и В<sub>2</sub>, Д<sub>1</sub> и Д<sub>2</sub> имеется достаточный интервал отсутствия структур со средними значениями удлиненности. При этом отсутствие структур со значениями удлиненности от 1 : 2 до 1 : 3 является общим для групп В, Г и Д.

Структуры, принадлежащие к группам А и Б (средние и крупные структуры), разделить на округлые и удлиненные можно лишь чисто условно. К округлым структурам (сводам и впадинам) обычно относятся формы с удлинением до 1 : 2, реже — с удлинением до 1 : 3.

В заключение несколько соображений о наименовании платформенных структур. В классификации 1963 г. за структурами разных порядков были закреплены специальные термины. Представляется, что это привело к излишнему и во многом искусственному усложнению терминологии. Так, наряду с куполами имеются еще куполовидные поднятия и полукуполовидные поднятия, наряду с валами — крупные валы (мегавалы), сложные валы, дизъюнктивные валы и т. д. Нечеткость границ между отдельными группами структур и как следствие выделение на практике промежуточных групп приводит к тому, что порой предложенных схемой классификации терминов оказывается мало и на региональных картах появляются мезовалы, мезопрогибы, мегасводы и т. п. Очевидно, что для практических целей тектонического районирования чехла подобная изощренная иерархия терминов является излишней. Уместно вспомнить, что в литературе уже указывалось на неоправданно высокие по сравнению с другими отраслями науки темпы роста терминологической базы в тектонике (Боровиков, 1968).

На наш взгляд, без всякого ущерба для дела при обозначении всех платформенных антиклиналей и синклиналей, кроме, может быть, са-



мых мелких, можно ограничиться терминами «вал» и «прогиб». За округлыми, овальными структурами можно сохранить привычные термины «купол», «мульда» (для мелких структур) и «свод», «впадина» (для более крупных структур, от 100 до 1000 км по длинной оси). Такие термины, как «котловина», «депрессия», «поднятие» и т. п., по-видимому, целесообразно употреблять даже как термины свободного пользования. Эти термины находят себе гораздо более естественное применение при геоморфологическом (физико-географическом, морфотектоническом) и неотектоническом районировании. Так, в частности, термины «котловина» и «поднятие» фигурируют в постановлении Президиума АН СССР применительно к крупным изометрическим формам рельефа океанического дна (О наименовании физико-географических объектов..., 1974).

#### Литература

- Боровиков А. М.** О фактическом состоянии тектонической терминологии.— Геотектоника, 1968, № 1.
- Бронгулеев В. В.** Классификация и способы образования складчатых структур платформ.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 10.
- О наименовании физико-географических объектов, расположенных за пределами СССР.**— Вестн. АН СССР, 1974, № 9.
- Основные итоги совещания по классификации платформенных структур.**— Геология нефти и газа, 1963, № 11.
- Семов В. Н.** О классификации крупных структурных элементов земной коры.— Сов. геология, 1973, № 7.

**Институт геологии и геохронологии  
докембрия АН СССР  
г. Ленинград**

Статья поступила  
5 июля 1976 г.

УДК 551.242.122(47)

А. М. СЫЧЕВА-МИХАЙЛОВА

## К ВОПРОСУ О ПЕРИОДИЧНОСТИ КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

По данным анализа мощностей рассматриваются особенности развития колебательных движений Восточно-Европейской платформы в фанерозое. На основании статистических данных о скоростях прогибания (средних, максимальных и объемных) для различных интервалов геологического времени (периодов, эпох и веков), изменения площадей седиментации и ритмичной смены в разрезе литофаций выявляется наложение на крупные колебания I и II порядков более мелких колебаний III, IV и V порядков.

Дана оценка контрастности колебательных движений, выраженная мерой отклонений максимальных скоростей прогибания от средних. Наибольшая контрастность колебательных движений в течение времени от позднего силура до раннего триаса отражает наиболее активный процесс формирования синеклиз и прогибов на платформе, сопряженный с наиболее значительными общими ее прогибаниями.

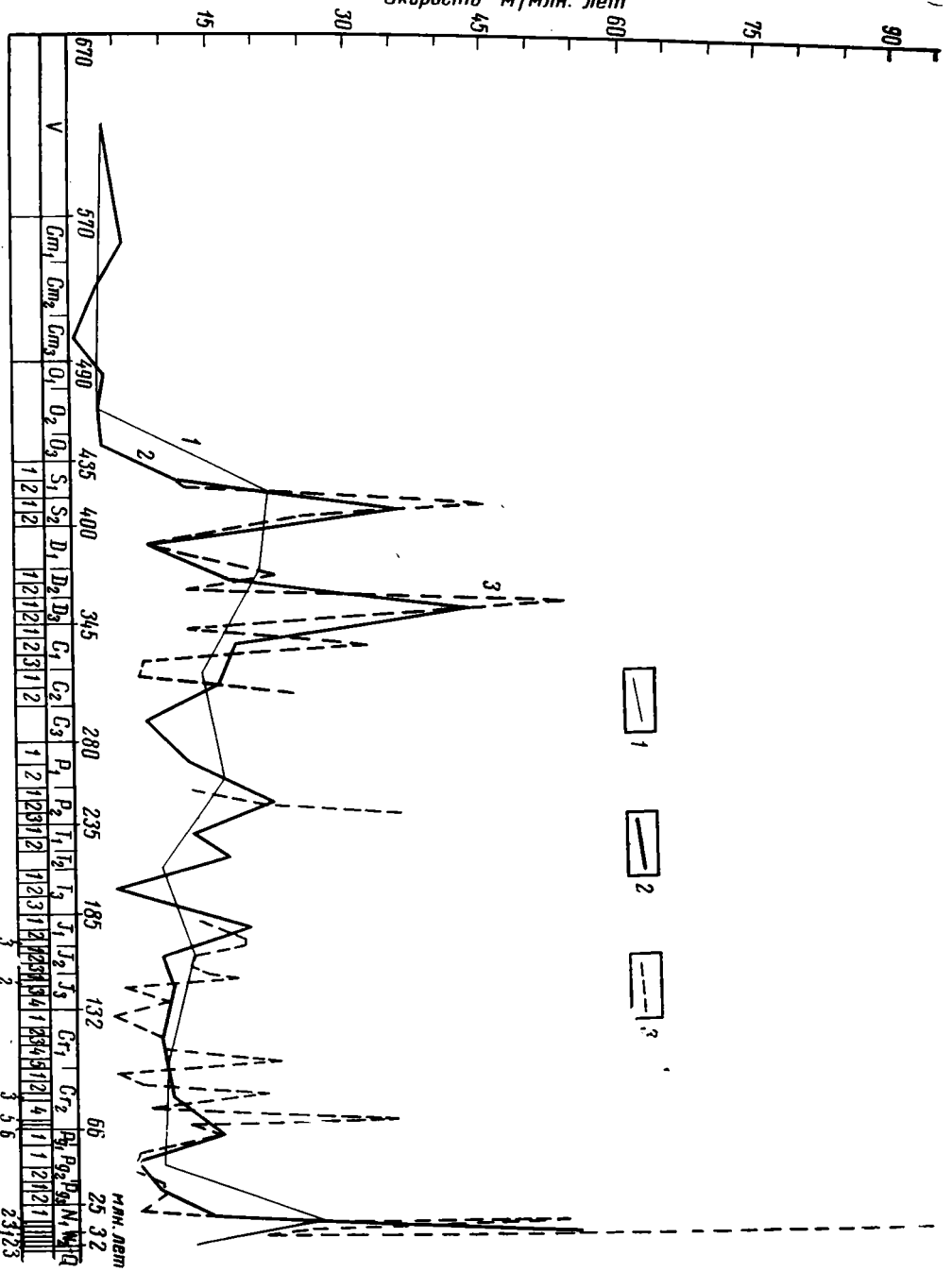
Колебательные движения, выражающиеся в медленных поднятиях и опусканиях земной коры, подразделяются на общие колебания и волновые. Первые одновременно охватывают обширные площади геосинклиналей и платформ, а вторые вызывают образование крупных структур противоположного знака — интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей в составе геосинклинальных поясов, синеклиз и антеклиз на платформах. Размещение этих длительно развивающихся прогибов и поднятий может выдерживаться в течение некоторого времени, но может и закономерно изменяться путем волнового перемещения.

Общие колебания земной коры вызывают повышения и понижения уровня моря и как следствие — трансгрессии и регрессии, приводящие к перераспределению областей размыва и осадконакопления. Важным свойством этих движений является периодичность, проявляющаяся в чередовании суммарных преобладаний поднятий и опусканий. Вследствие того что на крупные колебания накладываются мелкие, в общей гамме колебательных движений на фоне крупных периодов могут быть выделены более мелкие. Выражением сложной периодичности общих колебательных движений является изменение размеров бассейнов, амплитуд погружения их дна и закономерная повторяемость в геологическом разрезе слоев разных пород (литофаций). Малые циклы осадконакопления в геологическом разрезе проявляются внутри крупных; обусловленные ими перерывы в седиментации, изменение размеров бассейнов и фаций менее значительны, чем те, которые связаны с крупными циклами.

Детальное изучение по конкретному региону ритмичности в геологическом разрезе, мощностей, литофаций, перерывов в осадконакоплении и размеров площадей бассейнов для последовательных интервалов геологического времени позволяют выделить из сложного спектра общих колебаний отдельные ритмы.

Задачей проведенного исследования являлось изучение сложной периодичности колебательных движений Восточно-Европейской платформы.

Скорость м/млн. лет



3 2

3 5 6

2 3 2 3

Характер колебательных движений Русской (Восточно-Европейской) платформы изучали В. В. Белоусов (1944) и А. Б. Ронов (1949, 1961), А. Б. Ронов и др. (1969).

При исследовании колебательных движений Восточно-Европейской платформы В. В. Белоусов (1944) применил метод мощностей и фаций, разработанный им на материалах по Большому Кавказу. Он сделал вывод о том, что прогибание на платформе полностью компенсируется осадконакоплением. В более поздней работе В. В. Белоусов (1962) отмечал, что в пределах устойчивых зон — платформ некомпенсированное прогибание, если и встречается, то редко. Он считал, что «... метод мощностей следует рассматривать как метод общего анализа развития колебательных движений» (В. В. Белоусов, 1962, стр. 75).

А. Б. Ронов (1949) для изучения колебательных движений Восточно-Европейской платформы предложил объемный метод. В 1969 г. А. Б. Ронов, А. А. Мигдисов и др. по данным количественных измерений объемов осадочных и вулканогенных пород Русской платформы и площадей распространения основных палеогеографических условий их образования, проследив изменение соотношений их во времени, наметили связь этих изменений с историей развития тектонических движений платформы.

При выявлении периодичности колебательных движений Восточно-Европейской платформы нами рассматривались различные параметры: 1) характер изменения средних (рис. 1), 2) максимальных (рис. 2) и 3) объемных (рис. 3) скоростей прогибания областей осадконакопления от венда до четвертичного периода, 4) изменение площадей седиментации различных типов осадков в течение указанного времени и 5) ритмичность смены литофаций на юге платформы в мезозойско-кайнозойское время.

Принято было, что прогибание в пределах платформы полностью компенсируется осадконакоплением, а мощность и объем осадков для соответствующего интервала геологического времени отражают величину прогибания. Из сопоставления мощности и объема отложившихся за данный отрезок геологического времени осадков и его длительности были вычислены скорости погружения областей накопления; в первом случае это метры в миллион лет, а во втором — тысячи кубических километров. Объемные скорости в отличие от линейных (средних и максимальных) отражают не только скорости погружения областей осадконакопления, но и площадь распространения осадков.

Для того чтобы выявить сложность колебательных движений и наличие разных их порядков, графики скоростей прогибания областей осадконакопления Восточно-Европейской платформы составлялись от-

Рис. 1. Средние (средневзвешенные) скорости погружения областей осадконакопления Восточно-Европейской платформы по периодам, эпохам и векам

Средние скорости погружения областей осадконакопления: 1 — для периодов; 2 — для эпох; 3 — для веков. Ст<sub>1</sub>: 1 — алданский, 2 — ленский; Ст<sub>2</sub>: 1 — амгинский, 2 — майский; S<sub>1</sub>: 1 — лландоверский, 2 — венлокский; S<sub>2</sub>: 1 — лудловский, 2 — тиверский; D<sub>2</sub>: 1 — эйфельский, 2 — живетский; D<sub>3</sub>: 1 — франкий, 2 — фаменский; C<sub>1</sub>: 1 — турнейский, 2 — визейский, 3 — намюрский, C<sub>2</sub>: 1 — башкирский, 2 — московский; P<sub>1</sub>: 1 — ассельский и сакмарский, 2 — артинский, и кунгурский; P<sub>2</sub>: 1 — уфимский, 2 — казанский, 3 — татарский; T<sub>1</sub>: 1 — индский, 2 — оленекский; T<sub>3</sub>: 1 — карнийский, 2 — норийский, 3 — рэтский; J<sub>1</sub>: 1 — геттанский и синемюрский, 2 — плинсбахский, 3 — тоарский; J<sub>2</sub>: 1 — ааленский, 2 — байосский, 3 — батский; J<sub>3</sub>: 1 — келловейский, 2 — оксфордский, 3 — кимериджский, 4 — волжский; Cr<sub>1</sub>: 1 — рязанский и валанжинский, 2 — готеривский, 3 — барремский, 4 — аптский, 5 — альбский; Cr<sub>2</sub>: 1 — сеноманский, 2 — туронский и коньякский, 3 — сантонский, 4 — кампанский, 5 — маастрихтский, 5 — датский; P<sub>g1</sub>: 1 — палеоцен; P<sub>g2</sub>: 1 — ранний и средний эоцен, 2 — поздний эоцен; P<sub>g3</sub>: 1 — ранний олигоцен, 2 — средний и поздний олигоцен; N<sub>1</sub>: 1 — аквитанский, бурдигальский и гельветский, 2 — тортонский, 3 — поздний миоцен; N<sub>2</sub>: 1 — ранний плиоцен, 2 — средний плиоцен, 3 — поздний плиоцен

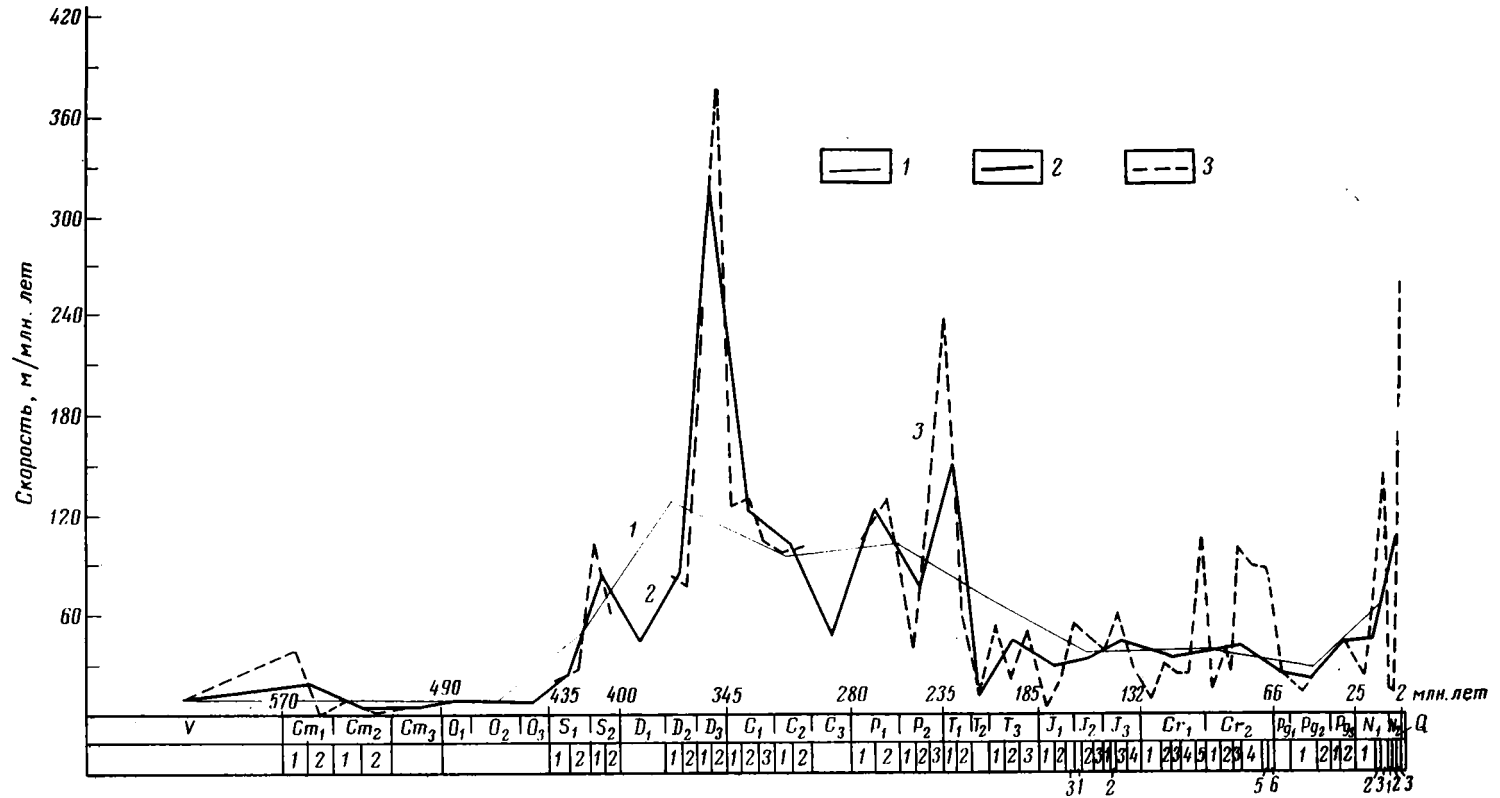


Рис. 2. Максимальные скорости погружения областей осадконакопления Восточно-Европейской платформы по периодам, эпохам и векам.

Максимальные скорости погружения областей осадконакопления:

1 — для периодов; 2 — для эпох; 3 — для веков. Цифры 1, 2, 3 и т. д. в рамочке по оси «х» соответствуют наименованиям веков в пределах эпох. См. усл. обозн. к рис. 1

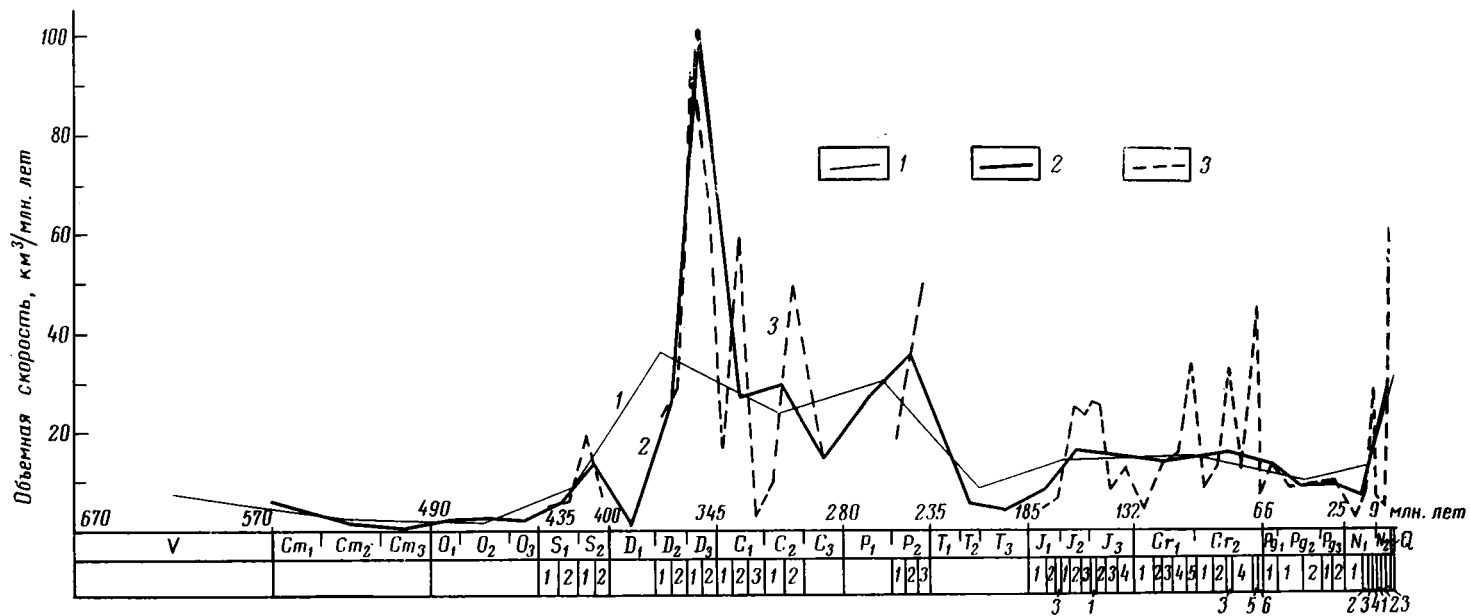


Рис. 3. Объемные скорости погружения областей осадконакопления Восточно-Европейской платформы по периодам, эпохам и векам. 1 — для периодов; 2 — для эпох; 3 — для веков. 1, 2, 3 и т. д.— см. усл. обозн. к рис. 1

дельно для интервалов времени различной длительности — периодов, эпох и веков.

Скорости прогибания для продолжительных интервалов времени — периодов и эпох являются осредненными, а для более мелких интервалов — веков значения их приближаются к истинным. В связи с этим кривые скоростей прогибания по периодам и эпохам выявляют колебательные движения больших периодов, а на кривых скоростей для веков из сложной гаммы знакопеременных движений выделяются колебания меньших периодов. Наложение кривых скоростей для веков и эпох на кривые скоростей для периодов дает представление о взаимоотношении выявленных колебаний разных порядков.

При составлении графиков скоростей прогибания (рис. 1, 3) и анализа изменения площадей седиментации различных типов осадков использованы данные второй таблицы из работы А. Б. Ронова и др. (1969), из которой были заимствованы цифры средних (средневзвешенных, по А. Б. Ронову) размеров прогибания областей накопления осадков, общих объемов отложений и площадей распространения различных типов осадков. Максимальные мощности (рис. 2) взяты из атласа литолого-палеогеографических карт СССР м-ба 1:7 500 000, т. 1—4, 1967—1969 гг. Исходные данные послужили для построения графиков рис. 1—5.

Шкала абсолютного геологического времени по сравнению с предшествующими работами А. Б. Ронова и соавторов (Ронов, 1949; Ронов и др., 1969) исправлена.

Датировка рубежей периодов и эпох, а от юрского до четвертичного времени включительно также и веков, и оценка их длительности приведены по геохронологической шкале абсолютного летоисчисления, предложенной на XXIII сессии МГК Г. Д. Афанасьевым (1968) и пересмотренной им с соавторами (Афанасьев и др., 1972; Афанасьев, Зыков, 1975). Длительность веков от начала фанерозоя до юры оценена приблизительно путем пропорционального деления длительности эпохи на количество веков.

Рассмотрим характер поведения кривых средних, максимальных и объемных скоростей прогибания областей накопления осадков Восточно-Европейской платформы сначала для периодов, а затем для более дробных подразделений — эпох и веков. На рис. 1, 2 и 3 (соответственно средних, максимальных и объемных скоростей) первая кривая показывает изменение этих величин для периодов, вторая — для эпох и третья — для веков. При этом надо иметь в виду, что средние (средневзвешенные) скорости отражают средние величины прогибания Восточно-Европейской платформы в целом и тем самым характеризуют общие колебательные движения. Максимальные скорости фиксируют развитие отрицательных структур — синеклиз и прогибов, формировавшихся на фоне общего прогибания платформы, в результате волновых колебательных движений.

Надежность выводов, полученных на основании проведенного статистического анализа, зависит от точности исходных данных.

Погрешность в определении мощности отложений, принятую А. Б. Роновым равной  $\pm 2$ —3%, следует увеличить примерно до  $\pm 10\%$ . Эта погрешность возникает под влиянием ряда факторов: неточностей замера мощности толщ по скважинам и обнажениям, неточностей в оценке границ стратиграфических единиц, ошибок в интерполяции и экстраполяции при составлении карт изопахит и ошибок, которые могут быть связаны с вычислением значений средневзвешенной мощности.

Погрешность в определении длительности геологического времени, которое оценивается в соответствии с геохронологической шкалой, (Афанасьев, Зыков, 1975), принимается нами равной также  $\pm 10\%$ .

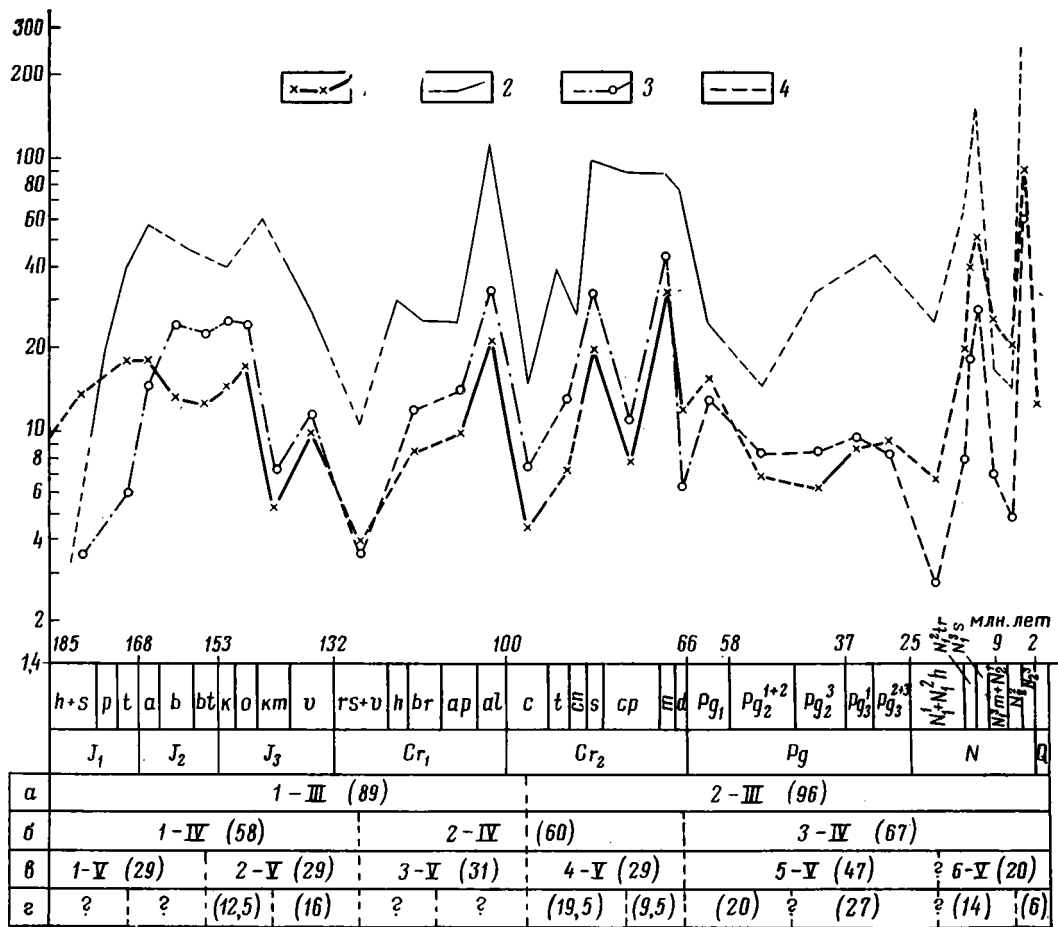


Рис. 4. Средние, максимальные и объемные скорости погружения областей осадконакопления юга Восточно-Европейской платформы в альпийском цикле для веков. График построен в полулгарифмическом масштабе

1 — средние (средневзвешенные) скорости погружения областей осадконакопления в м/млн. лет; 2 — максимальные скорости погружения областей осадконакопления в м/млн. лет; 3 — объемные скорости погружения областей осадконакопления в км<sup>2</sup>/млн. лет; 4 — предположительные данные по всем скоростям: а — два ритма колебаний III порядка (в скобках — продолжительность ритмов в млн. лет); б — три ритма колебаний IV порядка; в — шесть ритмов колебаний V порядка; г — фрагменты колебаний более высоких порядков



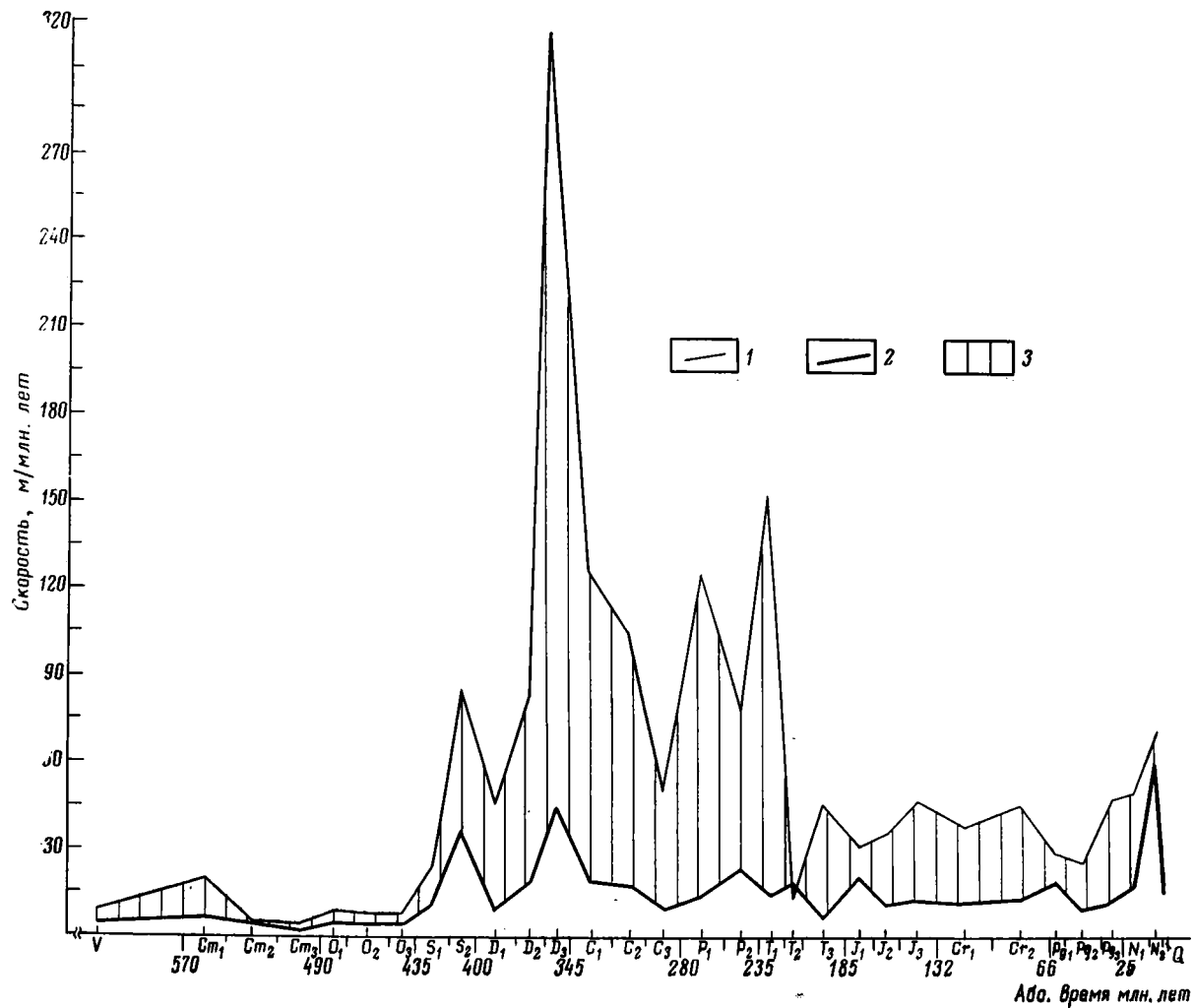


Рис. 5. Контрастность колебательных движений Восточно-Европейской платформы для эпох фанерозоя

1 — максимальные скорости погружения областей осадконакопления; 2 — средние (средневзвешенные) скорости погружения областей осадконакопления; 3 — контрастность колебательных движений

Имея в виду погрешность в оценке мощности толщ и длительности их накопления, можно оценить погрешность в определении скорости седиментации — скорости прогибания. По правилу сложения ошибок погрешность в оценке скорости седиментации будет равна корню квадратному из суммы квадратов ошибок в определении мощности и времени и в нашем случае составит приблизительно  $\pm 14\%$ .

На рис. 1 (кривая 1) **средних скоростей** погружения областей осадконакопления для периодов весь интервал времени от венда до антропогена включительно подразделяется на три отрезка: 1) с минимальными значениями до 4 м в млн. лет, начиная с венда и кончая ордовиком; 2) с наибольшими значениями от 14,0 до 21,4 м в млн. лет от силура до перми включительно (с максимумом в силуре — 21,4 м в млн. лет) и 3) со средними значениями скоростей прогибания от 9,2 до 13 м в млн. лет в триасе, юрском и меловом периодах и в палеогене. Лишь в неогене скорости прогибания возрастают до 26,8, снижаясь в антропогене до 12,5 м в млн. лет.

На рис. 2 (кривая 1) **максимальных скоростей** прогибания по периодам в тех же интервалах, что и на рис. 1, выделяются три отрезка — в начале минимальных значений, в середине наибольших и в конце средних. Для первого отрезка времени от венда, включая ордовик, они колеблются от 7,4 до 9,5 м в млн. лет, для второго — от силура до триаса от 49,4 до 128,6, а в третьем — в юре, мелу и палеогене изменяются от 29,8 до 39,3 м в млн. лет, возрастая в неогене, как это отмечалось и для средних скоростей, до 65,6 м в млн. лет.

Кривая максимальных скоростей прогибания для периодов обнаруживает почти полное соответствие с кривой средних скоростей. Различие между ними отмечается лишь на 2-м отрезке времени и состоит в том, что максимум средних скоростей приурочен к силуру, а максимальных — к девону. Кроме того, по средним скоростям 2-й отрезок заканчивается в перми, а по максимальным — в триасе. Причиной первого явилось наличие в девоне местных больших прогибаний на общем фоне меньших значений их мощности, чем это имеет место в силуре.

Кривая **объемных скоростей** для периодов (рис. 3, кривая 1) обнаруживает с кривыми средних и максимальных скоростей некоторое несоответствие. Здесь также могут быть выделены три отрезка времени: 1) в начале — от венда до силура с минимальными значениями скоростей прогибания от 1,8 до 8,5 тыс. км<sup>3</sup> в млн. лет, 2) в середине — от девона до перми с наибольшими значениями от 23,6 до 35,3 тыс. км<sup>3</sup> в млн. лет и 3) в конце — от триаса до неогена включительно со средними значениями от 8,1 до 14,3 тыс. км<sup>3</sup> в млн. лет. В конце третьего отрезка в антропогене отмечается резкий максимум со значениями 31,3 тыс. км<sup>3</sup> в млн. лет. Однако объем рассмотренных отрезков времени на этой кривой иной, чем на рис. 1 и 2. Средний отрезок (с наибольшими значениями скоростей прогибания) на кривой объемных скоростей сокращен: силур относится к первому отрезку, а триас, так же как это отмечается для средних скоростей, к третьему. Уменьшение объемных скоростей в триасе обусловлено сокращением площади распространения отложений этого периода, в силуре это уменьшение выражено слабее.

В целом три уровня разного значения скоростей прогибания по периодам (в начале меньших, в середине больших и в конце снова меньших) с плавными переходами между ними можно условно рассматривать как один ритм I порядка, длительностью около 600 млн. лет, который соответствует всему фанерозою (рис. 1—3, кривая 1).

Рассмотрим поведение кривых скоростей прогибания по эпохам (рис. 1—3, кривая 2).

Минимальные значения скоростей прогибания в раннем девоне и в среднем или позднем триасе четко разделяют на этих кривых три отрезка времени с одинаковыми особенностями их строения. Эти миниму-

мы совпадают с минимальными значениями площадей седиментации в раннем девоне и в среднем триасе, которые были обусловлены общим поднятием платформы и значительной регрессией моря.

Кривая скоростей прогибания по эпохам (рис. 1—3) пересекает кривую скоростей для периодов, образуя в начале и конце каждого отрезка два максимума большего и в середине третий максимум меньшего значения, которые разделены минимумами. Небольшой максимум в середине отрезков расположен на фоне широкой депрессии с минимальными значениями скоростей.

В начале первого отрезка времени максимум средних, максимальных и объемных значений скоростей прогибания приурочен к раннему кембрию, в середине его — к раннему или среднему ордовику, а в конце — к позднему силуру. Следует отметить, что максимумы в раннем кембрии и в раннем или среднем ордовике на первом отрезке выражены слабо. В конце отрезка, в позднему силуру, максимум на всех кривых скоростей обособляется отчетливо и наиболее резко выражен для максимальных скоростей.

На втором отрезке максимум в начале его приурочен к позднему девону, а в конце на разных кривых перемещается от поздней перми до среднего триаса. По средним скоростям максимум в конце отрезка меньше, чем в средней части. В середине отрезка максимум на разных кривых перемещается от среднего карбона до поздней перми.

На третьем отрезке максимум в начале его приурочен к разным эпохам юры, а в конце — к плиоцену. В середине отрезка максимум по средним скоростям прогибания отмечается в палеоцене, а по максимальным и объемным — приурочен к позднему мелу.

Необходимо отметить симметричное, в общих чертах, строение каждого из выделенных трех отрезков на всех кривых скоростей прогибания для эпох, что определяется расположением больших максимумов в начале и конце отрезков и меньшего в средней их части.

Важно отметить, что объемные скорости погружения областей накопления для эпох обнаруживают большее соответствие со средними и максимальными, чем это имело место для периодов.

Большая дифференцированность хода колебательных движений по кривым скоростей прогибания для эпох позволяет выделить на рис. 1—3 (кривая 2) три ритма II порядка: 1) от венда до раннего девона, 2) от раннего девона до среднего или позднего триаса и 3) от последних до антропогена включительно.

В том же объеме, но более отчетливо, эти ритмы II порядка выделяются по данным изменения площади седиментации разных типов осадков в фанерозое.

Длительность каждого из трех ритмов II порядка, выявленных по кривым скоростей прогибания для эпох и по изменению площади седиментации, в абсолютном летоисчислении примерно одинакова и составляет около 200 млн. лет. Эти ритмы общих колебаний выделяются на фоне одного ритма I порядка, установленного по кривым скоростей прогибания для периодов и соответствующего всему фанерозою (см. рис. 1—3, кривая 1).

Трем ритмам колебательных движений II порядка соответствуют три тектонических цикла — каледонский, герцинский и альпийский.

Перейдем к рассмотрению кривых скоростей прогибания по **векам** (рис. 1—3, кривая 3 и рис. 4). Отмечавшаяся выше условность в определении длительности веков для времени от начала венда до юры вносит в построение этих кривых известную условность.

Из-за неполноты данных о величинах погружения областей накопления по векам эти кривые фрагментарны. Наибольшее количество данных для них имеется для максимальных скоростей, по которым они отсутствуют лишь для позднего кембрия, ордовика, раннего девона и

позднего карбона. Для средних и объемных скоростей прогибания данные по векам имеются только для альпийского цикла и первой половины герцинского.

Следовательно, интервалами геологического времени, для которых можно проследить соотношение всех рассматриваемых кривых скоростей прогибания по векам, являются альпийский цикл и первая половина герцинского. Обращает на себя внимание соответствие в поведении всех кривых скоростей прогибания по векам, что отчетливо видно на рис. 1—3 (кривая 3) и рис. 4.

Соотношение кривых скоростей прогибания для веков с кривыми по более крупным интервалам времени наблюдается на рис. 1—3 (кривые 1, 2, 3).

Имеющиеся фактические данные, нашедшие свое отражение в кривых скоростей прогибания для веков, позволяют отчетливо выделить колебательные движения более высоких порядков (III, IV и V) только в альпийском цикле.

В альпийском цикле (ритм II порядка) по кривым средних, максимальных и объемных скоростей прогибания для веков (рис. 4) выделяются два симметрично построенных ритма III порядка длительностью каждый около 100 млн. лет. Первый ритм соответствует юрскому периоду и нижнемеловой эпохе, второй — верхнемеловой эпохе и кайнозой. Границей между ними является резко выраженный минимум значения всех скоростей прогибания в сеномане. Эти ритмы имеют одинаковые особенности строения — в начале и конце каждого из них скорости прогибания характеризуются большими величинами.

В первой половине герцинского цикла по кривым средних и объемных скоростей прогибания для веков (рис. 1, 3, кривая 3) предположительно можно выделить один ритм III порядка. Этот ритм ограничен минимумами скоростей прогибания в нижнем девоне и намюре и имеет продолжительность около 100 млн. лет, т. е. по длительности соизмерим с ритмами III порядка в альпийском цикле. Он осложнен двумя минимумами в живетском и турнейском веках, намечающими ритмичность более высоких порядков.

В альпийском цикле по характеру строения кривых (рис. 4) можно выделить еще три ритма равной длительности (около 60 млн. лет) IV порядка, которые разделены минимумами в рязанско-валанжинский и датский века. Эти ритмы соответствуют последовательно юрскому и меловому периодам и кайнозой. Для каждого из них характерно увеличение дифференцированности кривых скоростей в конце ритма. По отношению к ритмам III порядка границы между этими ритмами смещены. Разграничивающий ритмы третьего порядка минимум в сеномане приходится на середину второго ритма IV порядка.

Ритмичное изменение фациального состава осадков позволяет выделить в каждом ритме IV порядка альпийского цикла два ритма V порядка (см. рис. 4). Эти последние ритмы на кривых скоростей прогибания по векам выделяются не всегда отчетливо (граница между палеогеном и неогеном), так как размеры погружения областей седиментации известны не для каждого века. Для ряда интервалов времени, особенно в кайнозое, величины скоростей характеризуют одновременно два или три века (на этих участках кривые проведены пунктиром). Это обстоятельство особенно затрудняет выделение ритмов более мелких, чем V порядок.

Первый ритм V порядка — от раннего лейаса до бата сложен песками и глинами и отделен от второго на средних и объемных кривых скоростей прогибания минимумом в бата. Второй ритм — от бата до начала валанжина представлен глинами и мергелями с прослоями известняков и ограничен от третьего на всех кривых скоростей прогибания минимумом в рязанско-валанжинский век. Внутри него по средним и

объемным скоростям выделяется минимум в кимеридже. Третий ритм V порядка, начиная с валанжина и кончая альбом, сложен песчано-глинистыми породами и отделен от четвертого ритма на всех кривых скоростей минимумом в сеномане (этот минимум одновременно разграничивает в альпийском цикле ритмы III порядка). Четвертый ритм от сеномана до датского века представлен карбонатными породами, исключая сеноман, который сложен песками. Внутри него по всем кривым скоростей выделяется минимум в кампане. Минимум по средним и объемным скоростям в датский век отделяет четвертый ритм от пятого. Этот последний ритм, охватывающий весь палеоген, представлен песчано-глинистыми породами. Граница между ним и шестым ритмом V порядка на всех кривых скоростей прогибания проводится по резкому минимуму в раннем миоцене. В пятом ритме в раннем и среднем эоцене по максимальным и объемным скоростям прогибания намечается минимум, а по средним скоростям он перемещается в поздний эоцен. Шестой, последний ритм V порядка в альпийском цикле, соответствующий неогену и антропогену и сложенный песками, глинами и мелководными известняками, на кривых всех скоростей прогибания осложнен минимумом в среднем плиоцене.

Итак, первый, третий и пятый ритмы V порядка в альпийском цикле сложены терригенными, а второй, четвертый и шестой — карбонатными или терригенно-карбонатными породами. По ритмичному изменению фациального состава осадков, строению кривых скоростей прогибания и минимумов их значений в альпийском цикле, в пределах трех ритмов IV порядка, могут быть выделены шесть ритмов V порядка средней продолжительностью около 32 млн. лет (при разбросе от 20 до 47 млн. лет). По своему объему первый, второй, третий и четвертый ритмы соответствуют эпохам юры и мела, а пятый и шестой — палеогену и неогену.

Следует отметить, что выделяемые для Восточно-Европейской платформы в альпийском цикле ритмы V порядка, проявляющиеся и в смене литологического состава пород, согласуются с ритмами, описанными Ч. Б. Борукаевым (1975) для верхнеюрских — эоценовых флишевых толщ Новороссийского синклинория (Северо-Западный Кавказ), длительность которых им определяется в  $32 \pm 4$  млн. лет.

Изложенные данные о колебательных движениях Восточно-Европейской платформы в альпийском цикле, и в частности данные по второму, четвертому, пятому (?) и шестому (?) ритмам V порядка, дают основание считать, что каждый из них подразделяется на два ритма более высокого порядка, которые по длительности разделяются на две группы: от 9 до 16 и от 20 до 25 млн. лет (см. рис. 4). Эти ритмы являются самыми простыми элементами кривых скоростей прогибания для веков и в качестве составных элементов входят в сложнопостроенные ритмы III, IV и V порядков.

Таким образом, в альпийском цикле (ритм II порядка) для южной части Восточно-Европейской платформы могут быть выделены периоды колебательных движений трех порядков: III порядка, средней продолжительностью примерно 100 млн. лет; IV порядка — около 60 млн. лет, V порядка — около 32 млн. лет и фрагментарно намечающиеся периоды более высоких порядков (см. рис. 4).

Принципами выделения ритмов колебательных движений разных порядков явилось наличие: 1) на кривых средних, максимальных и объемных скоростей погружения областей накопления для периодов, эпох и веков отрезков времени с повторяющимися одинаковыми элементами в их строении и разграниченных минимальными их значениями; 2) ритмичного изменения литофаций и 3) ритмичного изменения размеров площади седиментации. Эти факторы отражают периодическую смену опусканий земной коры поднятиями.

При дальнейшей разработке вопроса о периодичности колебательных движений необходимо найти возможность для оценки длительности периодов поднятий или длительности перерывов в осадконакоплении. Эти перерывы являются, видимо, более длительными для ритмов низких порядков (I, II) и менее длительными для ритмов более высоких порядков (III, IV, V). В геологических документах информации о скорости денудации областей поднятия отсутствует.

Сравнение кривых максимальных и средних скоростей прогибания позволяет оценить контрастность колебательных движений Восточно-Европейской платформы.

На рис. 5 заштрихованная площадь характеризует для эпох фанерозоя отклонение максимальных скоростей от вычисленных средних их значений. Размеры этой площади для различных интервалов времени приближенно отражают меру контрастности колебательных движений.

Наименьшая контрастность колебательных движений Восточно-Европейской платформы в фанерозое (см. рис. 5) отмечается на первом отрезке времени — от венда до позднего силура, средняя контрастность характеризует третий отрезок времени от позднего триаса до антропогена. Первому интервалу времени соответствуют минимальные значения средних и максимальных скоростей прогибания, а третьему — средние их значения. Наибольшая контрастность наблюдается на втором отрезке — от среднего девона до раннего триаса и проявляется при наибольших значениях средних и максимальных скоростей прогибания. Каждый из выделенных трех отрезков времени имеет одинаковые особенности строения — в начале и конце контрастность наибольшая, а в середине величина ее снижается.

Выше отмечалось, что кривые средних скоростей прогибания отражают общие колебания платформы, а кривые максимальных — волновые, следствием которых было образование на фоне общего погребения платформы отрицательных структур — синеклиз и прогибов. Выявленное по данным рис. 5 соотношение кривых скоростей прогибания и контрастность свидетельствуют о том, что наиболее активное формирование отрицательных структур происходило во время наибольших общих прогибаний платформы. Однако для поздней перми и раннего триаса отмечается несоответствие: наибольшее общее прогибание платформы в герцинском цикле приходится на позднюю пермь, а наибольшее максимальное прогибание на ранний триас, т. е. имеет место запаздывание максимального прогибания по отношению к общему.

Основные результаты, полученные при настоящем исследовании, сводятся к следующему.

1. При выявлении общего хода и ритмичности колебательных движений Восточно-Европейской платформы был применен метод составления кривых скоростей прогибания областей осадконакопления (средних, максимальных и объемных) для интервалов геологического времени различной длительности (периодов, эпох и веков).

Из рассмотрения кривых скоростей прогибания видно, что по мере использования значений скоростей для все более дробных подразделений геологического времени, на фоне крупных ритмов выявляются более мелкие.

2. На графиках различных скоростей прогибания (рис. 1—4) при совмещении кривых для веков, эпох и периодов впервые для конкретного региона удалось наглядно отобразить сложную периодичность колебательных движений, выражающуюся в наложении мелких ритмов на более крупные.

3. Из сопоставления кривых средних, максимальных и объемных скоростей для всего интервала времени от венда до антропогена включительно выявляется общее их соответствие. На кривых скоростей для периодов в пределах фанерозоя однозначно выделяются три отрезка

времени с различными значениями скоростей, а на кривых по эпохам соответствие выражено в одинаковом положении минимумов и максимумов значения скоростей, а в ряде случаев и в деталях строения этих кривых. Так, на всех кривых скоростей по эпохам в начале и конце каждого из трех ритмов II порядка отчетливо выражены максимумы скоростей прогибания, а в середине ритмов минимальное значение скоростей осложнено небольшим максимумом. Для кривых скоростей по векам соответствие их отчетливо видно на рис. 4.

4. Анализ кривых скоростей прогибания с учетом изменения палеогеографических условий, выражающихся в изменении площадей седиментации и литофаций, позволяют выделить для Восточно-Европейской платформы периоды общих колебательных движений I, II, III, IV, V и более высоких порядков. Следует подчеркнуть, что если выделение ритмов I, II, III и IV порядков вполне отчетливо, то ритмы V и более высокого порядка иногда (особенно в кайнозое) выделяются предположительно. Это обусловлено несовершенством шкалы абсолютного времени в определении длительности веков или отсутствием данных о величине прогибания для каждого века.

На кривых средних, максимальных и объемных скоростей для периодов выявляется один ритм I порядка, соответствующий фанерозою, длительностью около 600 млн. лет. В пределах этого ритма выделяются три отрезка разных значений скоростей с плавными переходами между ними — в начале меньших, в середине больших и в конце снова меньших.

На кривых скоростей по эпохам и по данным изменения площадей седиментации выделяются три ритма общих колебательных движений II порядка, соответствующие каледонскому, герцинскому и альпийскому тектоническим циклам. Границами между ритмами служат минимумы значения скоростей в нижнем девоне и в среднем — позднем триасе, которые были приурочены к эпохам общего поднятия платформы и крупным регрессиям. Длительность периодов общих колебаний II порядка около 200 млн. лет.

На кривых скоростей прогибания по векам в альпийском цикле выделяются более мелкие ритмы, также разделенные минимальными значениями скоростей. В альпийском цикле (рис. 4) обособляются два ритма III порядка длительностью каждый в среднем около 100 млн. лет и три ритма IV порядка длительностью по 60 млн. лет. Каждый из ритмов IV порядка подразделяется на два ритма V порядка длительностью около 32 млн. лет, а второй, четвертый, пятый (?) и шестой (?) ритмы V порядка условно подразделяются каждый на два ритма более высоких порядков.

Таким образом, в пределах альпийского цикла развития Восточно-Европейской платформы на фоне двух ритмов III порядка и трех ритмов IV порядка выделяются шесть ритмов V порядка и намечаются ритмы более высоких порядков.

Периоды колебательных движений III, IV и V порядка в альпийском цикле однозначно выявляются почти по всем кривым скоростей прогибания для веков (см. рис. 4), соотношение их с периодами колебаний I и II порядков видно на рис. 1—3. При выделении ритмов колебаний IV и V порядка учитывались изменения литофаций.

Границы между ритмами, намеченные по минимумам скоростей, соответствуют переломным моментам геологической истории, в которые происходило общее поднятие платформы и регрессия моря.

5. Оценена приблизительно контрастность колебательных движений Восточно-Европейской платформы, которая выражена мерой отклонения максимальных скоростей от средних. Отмечается общее соответствие в изменении контрастности колебательных движений с поведением этих кривых.

Удалось установить, что наибольшая контрастность колебательных движений (по отклонению максимальных скоростей от средних) в период времени от среднего девона до раннего триаса отражает наиболее активный процесс формирования синеклиз и прогибов на платформе, который был сопряжен с наиболее значительными общими ее прогибаниями.

6. В заключение необходимо остановиться на обнаруженном общем соответствии в поведении кривых максимальных и средних скоростей.

Средние (средневзвешенные по А. Б. Ронову) и объемные скорости прогибания отражают ход общих колебаний, а максимальные — волновые колебания, которые накладываются на общие. Максимальные скорости прогибания, полученные по разрезам с наибольшими значениями мощностей, фиксируют положение отрицательных структур платформы — синеклиз и прогибов, а сопоставление их значений для последовательных интервалов времени отражает периодичность общих колебаний.

Из общего соответствия в поведении кривых средних, объемных и максимальных скоростей прогибания Восточно-Европейской платформы для периодов, эпох и веков можно заключить, что для выявления общего хода и ритмичности колебательных движений древних платформ вместо средних (средневзвешенных) скоростей, определение которых является весьма трудоемким процессом, можно опираться и на максимальные скорости. Эти последние могут быть получены из рассмотрения литолого-палеогеографических карт в атласах, которые составлены в настоящее время для ряда древних платформ.

#### Литература

- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР; м-б 1 : 7 500 000, 4 тома. Главн. ред. А. П. Виноградов, 1967—1969.
- Афанасьев Г. Д.* Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении. Докл. сов. геол. на XXIII сессии МГК. Проблемы 6 и 13а. М., «Наука», 1968.
- Афанасьев С. Л., Пергамент М. А., Смирнов Ю. П.* Длительность веков позднего мела.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, № 6.
- Афанасьев Г. Д., Зыков С. И.* Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М., «Наука», 1975.
- Белоусов В. В.* Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР. Тр. ИГН АН СССР, вып. 76. Геол. серия, 23, 1944, вып. 76.
- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Борукаев Ч. Б.* Анализ ритмичности флишевых толщ северо-западного Кавказа.— В кн.: Геологические формации, т. 2. ВСЕГЕИ 1978.
- Ронов А. Б.* История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода).— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР № 3 (130), М.— Л., 1949.
- Ронов А. Б.* Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков.— В сб. Проблемы тектоники. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Барская Н. В.* Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе (опыт количественного исследования).— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6.

Московский государственный  
университет им. М. В. Ломоносова

Статья поступила  
25 июня 1976 г.



УДК 551.243 (235.211)

Н. И. МОСКОВЧЕНКО

**ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ  
И ЭВОЛЮЦИЯ ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ  
ФУНДАМЕНТА ФАНОРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ  
(НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА)**

На основе методов расшифровки и анализа рассеивания структурных элементов сложнодислоцированных комплексов рассматривается структурная эволюция разновозрастных метаморфических комплексов Юго-Западного Памира.

Структурный анализ, направленный на выявление последовательности этапов деформации и закономерностей смены структурных форм, отражающей эволюцию напряженного состояния земной коры, представляет основу палеотектонических реконструкций. Для наиболее сложнодислоцированных метаморфических комплексов важнейшей целью такого анализа является создание структурно-возрастной шкалы, необходимой для корреляции различных эндогенных процессов, свидетельствующих о геотермическом состоянии коры на разных этапах развития подвижной области. Под структурно-возрастной шкалой подразумевается установленный ряд последовательно развивающихся элементов мезоструктуры, в том числе различных генераций плоскостных и линейных элементов, представленных метаморфическими минералами, позволяющих скоррелировать во времени и пространстве результаты процессов глубинного петрогенезиса.

Разработка структурно-возрастных шкал, проводимая до сих пор для докембрия щитов древних платформ, показывает, что в процессе неоднократных деформаций происходит искажение и нивелирование ранних структур по мере проявления поздних деформаций таким образом, что в конечном итоге на первый план выступают молодые, относительно простые складчатые формы, развивающиеся после проявления регионального метаморфизма, но часто ошибочно воспринимаемые за результат наиболее ранней складчатости. Как следствие многократных деформаций возникает контраст между сложностью мезоструктуры и простотой крупных складок. Для создания структурно-возрастной шкалы наибольший интерес представляют синметаморфические структурные элементы, формирующиеся на ранних этапах структурной эволюции. Расшифровка таких древних структур всегда вызывает затруднения, связанные со значительным рассеиванием ориентировок плоскостных и линейных элементов. Разрабатываемые за последнее десятилетие принципы анализа сложнодислоцированных метаморфических комплексов (Turner, Weiss, 1963; Ramsay, 1968; Лазарев, 1971; Эз, 1972) свидетельствуют, что рассеивание ориентировок структурных элементов выступает как неизбежное следствие многократных деформаций, а закономерности рассеивания являются ключом для восстановления структурного развития комплекса. Действительно, критерием для отнесения складок к разным генерациям служит деформация осевых плоскостей и в общем случае шарниров одних складок другими. Рассеивание струк-

турных элементов в этом случае служит геометрическим выражением этого критерия.

Сущность явления рассеивания заключается в том, что структурные элементы древних складок при повторной деформации испытывают переориентировку. Деформация плоскостных структур идет таким образом, что на стереографической проекции можно найти ось наложенной складки ( $\beta_s$ ) и ее осевую поверхность, которым соответствуют свои малые элементы мезоструктуры. Рассеивание древних шарниров при этом определяется механизмом складкообразования. С другой стороны, рассеивание шарниров наложенных складок при параллельном положении их осевых плоскостей указывает на проявление ранней складчатости, характеристику которой можно получить с помощью ориентировок зеркал наложенных складок. Таким образом, наложенный этап складчатых деформаций сопровождается двумя тенденциями рассеивания (доскладчатых и синскладчатых структурных элементов), контролирующими друг друга. При анализе рассеивания задача сводится к тому, чтобы среди множества ориентировок выделить такие совокупности парных замеров, которые представляют результат сопряженного изменения некогда единой комбинации плоскостных и линейных структур, контролируемого механизмом образования наложенной складки, и пространственным соотношением элементов ранней и наложенной складок. Таким образом, в областях наложенной складчатости складки одной генерации, представляя структурное выражение одного этапа деформации, протекающего в условиях единого поля напряжений, имеют первоначально субпараллельное положение осевых поверхностей, а в ряде случаев и шарниров, но при повторной деформации приобретают различную ориентировку, подчиняясь тому или иному закону рассеивания.

Только установив факт и закон рассеивания, можно обосновать принадлежность совокупности складок, а также сопутствующих им элементов мезоструктуры, разноориентированных и разобщенных в пространстве на значительных площадях, к одной генерации структур, выявить механизм, а в ряде случаев и кинематический план наложенной складчатости. Такой анализ закономерностей рассеивания (Turner, Weiss, 1963), получивший название «геометрического анализа», представляет важнейшую ступень в разработке структурно-возрастной шкалы, поскольку воссоздает всю последовательность деформаций того или иного комплекса пород, представленную в конкретных обнажениях лишь отдельными этапами. Ему всегда предшествуют выделения крупных складчатых структур по материалам геологического картирования и предварительная классификация малых структурных форм на отдельных участках, отвечающих фрагментам крупных складок, в основе которой лежат непосредственно наблюдаемые соотношения складок (Эз, 1972), а также генетическая и термодинамическая характеристика элементов мезоструктуры как одновременных (активных), так и предшествующих (пассивных) каждому из выделяемых этапов деформации.

Геометрический анализ рассеивания элементов мезоструктуры с последующей систематикой их в структурно-возрастную шкалу был проведен для метаморфических пород Юго-Западного Памира, которыми сложены разновозрастные комплексы — ваханский с возрастом осадконакопления 2700 млн. лет (Хорева, Блюман, 1974), аличурский с «модельным» возрастом 1000 млн. лет и палеозойско-нижнемезозойский рушано-ишкашимский комплекс. Ваханский комплекс, ограниченный Мац-Кокбайским, Гунт-Аличурским и Южно-Памирским разломами (рис. 1), отличается наиболее сложным метаморфизмом (Другова и др., 1976). Используя повторение некоторых тенденций в изменении термодинамического режима метаморфизма как критерии цикличности (Глебовицкий, 1973; Московченко, Турченко, 1975), в истории формирования ваханского комплекса выявляются три метаморфических цик-

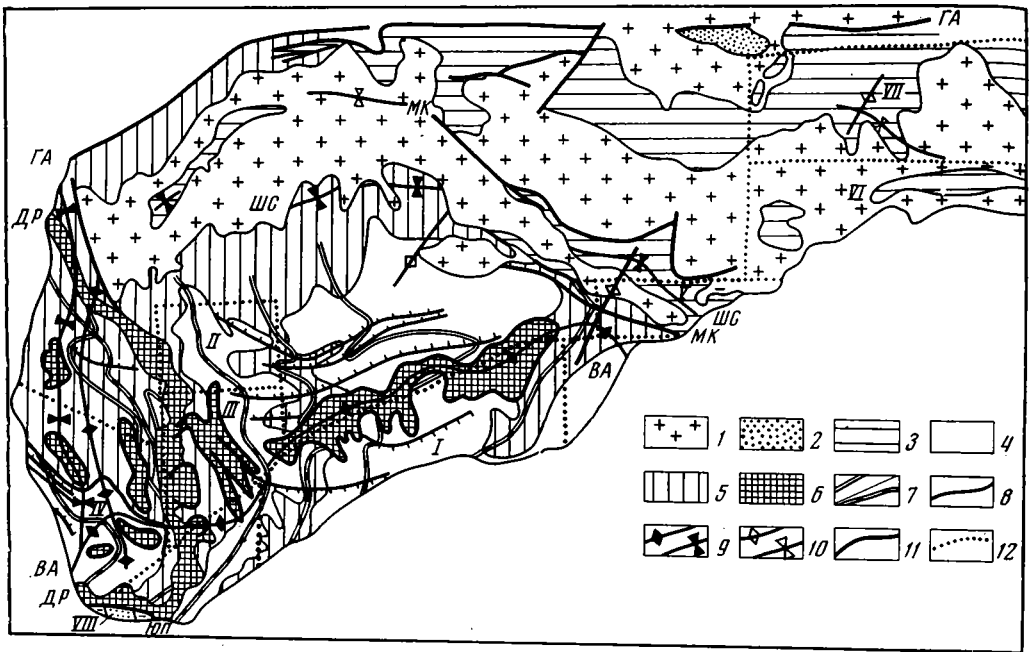


Рис. 1. Геолого-структурная схема Юго-Западного Памира.

1 — граниты (послетриасовые), преимущественно памиро-шугнанского комплекса; 2 — метаморфические комплексы фанерозоя, 3 — аличурский метаморфический комплекс; ваханский метаморфический комплекс; 4 — толщи с преобладанием кристаллических сланцев и мраморов, 5 — толщи с преобладанием гнейсов, 6 — породы хорогского ортокомплекса. Следы осевых поверхностей складок: 7 — складки III категории (древнейшие); а) складки  $F^{1\alpha}$ , б) складки  $F^{2\alpha}$ ; 8 — складки II категории (показаны следы осевых поверхностей складок  $F^{1\alpha}$ ). Поздние складчатые структуры I категории; 9 — предшествующие памиро-шугнанским гранитам, 10 — деформирующие памиро-шугнанские граниты, 11 — тектонические контакты, 12 — границы и номера доменов. Главные тектонические линии: ДР — Даршайский разлом, МК — Мац-Кокбайский разлом, ГА — Гунт-Аличурский разлом, ЮП — Южно-Памирский разлом. ВА — след осевой поверхности Ваханской антиформы, ШС — след осевой поверхности Шугнанской синформы

ла (Московченко, 1975). I цикл ( $AR_2-PR_1$ ) связан с высокотемпературными преобразованиями. Он протекал на фоне изменения режима от условий высокого  $P \geq 11$  кбар при  $T=700-750^\circ$  к условиям стабильности гранулитов ( $T=800-900^\circ$ ,  $P \sim 9$  кбар). Метаморфизм II цикла ( $PR_{2-3}$ ) соответствовал фации альмандиновых амфиболитов ( $T=700^\circ$ ,  $P \sim 9$  кбар) и заканчивался бластомилонитизацией пород и метасоматическими преобразованиями в условиях повышенной кислотности среды. Давление при этом снижалось до 6 кбар. Процессы III цикла (MZ) не имели регионального развития, протекали локально в условиях, переходных от фации эпидотовых амфиболитов к зеленосланцевой фации. В зонах интенсивного проявления кислого магматизма, свойственного этому циклу, температура наложенных преобразований могла повышаться.

Менее сложной является метаморфическая история аличурского комплекса. Ранние метаморфические процессы ( $PR_{3,2}$ ) привели здесь к становлению зональности в условиях одной из фациальных серий пониженного  $P \sim 5-6$  кбар при  $T \sim 700^\circ$ . Последующие преобразования, в том числе и те, которые могут быть отнесены к наложенному мезозойскому циклу, отражают не изменение геотермического градиента, а лишь некоторое снижение температуры. То же отмечается и для пород фанерозоя, метаморфизм которых неоднороден в пространстве и време-

ни, достигая локально границы амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации ( $T$  500—550° при  $P \sim 4$ —5 кбар).

Одновременность процессов петрогенезиса с деформациями пород устанавливается на Юго-Западном Памире повсеместно. Естественно поэтому, что структура ваханского комплекса наиболее сложна. Однако утвердилось представление о простой складчатой структуре этого комплекса и первичной природе открытых крупных складок, контрастирующих с чрезвычайно сложным характером малых складчатых форм. Несостоятельность таких выводов вытекает уже из того факта, что открытые складки всегда деформируют кристаллизационную сланцеватость, параллельную осевым плоскостям многочисленных изоклиналильных складок, и, следовательно, являются наложенными структурами. Соотношения между изоклиналильными складками свидетельствуют о их разновременности, а ориентировки элементов складок дают большой разброс — один из первых признаков неоднократной складчатости. Структура двух других комплексов — аличурского и рушанского, являясь менее сложной, также отличается значительным рассеиванием структурных ориентировок, указывающим на многократные деформации. При наличии такого рассеивания выявление генераций и последовательности развития структурных форм в каждом из указанных комплексов невозможно без применения геометрического анализа, результаты которого главным образом и излагаются в данной работе.

На основе визуальных структурных наблюдений среди метаморфических пород Юго-Западного Памира выделяются три категории складчатых форм. Критерии такой классификации следующие: а) возрастные соотношения складок, устанавливаемые в конкретных обнажениях; б) морфология складок, преобладающий механизм складкообразования и степень пластичности деформируемого материала, в) генетическая характеристика поверхностей, деформируемых в процессе складчатости; г) степень и условия метаморфических преобразований, сопутствующих складчатости.

К первой (I) категории относятся открытые складки, изгибающие слоистость, все виды полосчатости, все генерации высокотемпературной регионально развитой кристаллизационной сланцеватости. В большинстве случаев они не сопровождаются развитием сланцеватости, параллельной осевой плоскости. К этой категории относятся крупные складки с крутой северо-восточной осевой плоскостью и полого погружающимися на северо-восток шарнирами — Ваханская антиформа и Шугнанская синформа (см. рис. 1), а также осложняющие их более поздние складки с северо-западной до меридиональной крутой осевой плоскостью и пологими шарнирами, погружающимися на северо-запад и юго-восток, развитые преимущественно на западе района, а также наиболее поздние северо-восточные складки, отделенные от упомянутых ранее генераций периодом внедрения памиро-шугнанских гранитоидов и пологого рассланцевания пород, проявленного локально, одновременно со складчатостью. Все складки данной категории, как крупные, так и мелкие, проявлены во всех комплексах наиболее отчетливо и имеют незначительный разброс элементов складок.

Вторая категория (II) представлена резко сжатыми изоклиналильными складками со сланцеватостью, параллельной осевой плоскости. Они развиты только в докембрийских комплексах и деформируют слоистость, мигматитовую полосчатость, представленную гранитоидами ранних генераций (Седова и др., 1974) и параллельную ей раннюю сланцеватость. Движения вдоль плоскостей новообразованной сланцеватости приводят к формированию «рваных» замков, срывам складок на крыльях, залеченным поздними гранитоидами. Вдоль этих же плоскостей позднее неоднократно проявляются процессы бластомилонитизации. Зеркала таких складок обычно ориентированы под разными углами к

осевой плоскости и указывают на проявление ранней складчатости. Многочисленные мелкие складки характеризуются значительным разбросом ориентировок элементов. Крупные складки наблюдаются преимущественно в виде единичных замков. Реже сохраняются системы смежных форм, и в этом случае зеркало складок прослеживается по падению на несколько сотен метров. В ваханском комплексе такие складки в большинстве случаев имеют пологую осевую поверхность и наиболее четко выражены в осадочных толщах по мере удаления от контактов, вдоль которых супракрустальные породы ваханской серии расчленены и перекрыты пластинами измененных магматических пород глубинного происхождения, выделяемых в хорогский ортокомплекс (Московченко, 1975; Буданова, Буданов, 1975). Крупные складчатые формы отмечались в верховьях рек Бадом и Даршай, между ущельями Богуш и Абхарв, Ямчин и Птуп. Наиболее крупная складка этой категории, шириной свыше 3000 м, установлена на водоразделе рек Ямчин и Птуп. Осевая плоскость и параллельная ей сланцеватость ориентированы СВ  $50-60^\circ \rightarrow$  ЮВ,  $\angle 25-30^\circ$ , ось складки —  $180-190^\circ$ ,  $\angle 20^\circ$ . Крылья этой структуры сорваны, а ядро складки оказывается зажатым между пластинами пород хорогского ортокомплекса, выполняющего ядра смежных форм (Московченко, 1975). Пологие нарушения, по которым перемещены ортопороды, контролируют размещение поздних гранитоидов, в том числе порфиробластическую мигматизацию, завершающую II метаморфический цикл, а также явления бластомилонитизации, проявленные неоднократно, при различном термодинамическом режиме. В осадочных породах наблюдаются многочисленные мелкие складки, одновременные с горизонтальным перемещением вещества, в то время как среди ортопород преобладающим структурным элементом является сланцеватость, параллельная осевым плоскостям этих же складок. В аличурском комплексе складки рассматриваемой категории отмечаются на южном склоне Аличурского хребта, где они характеризуются крутой субширотной ориентировкой осевых плоскостей и разнообразным, подчас крутым положением шарниров.

К третьей категории (III) отнесены структуры, деформирующие слюистость и наиболее раннюю сланцеватость, развитие которой не сопровождается какой-либо заметной бластомилонитизацией пород. Обычно это сжатые складки с отчетливой сланцеватостью, параллельной осевой плоскости. Все генерации жильного материала мигматитов, в том числе и относящихся к первому метаморфическому циклу, могут использовать такие складки как готовые формы. Рассматриваемые складки относятся к наиболее ранним структурам и проявлены только в ваханском комплексе. Крупные складки выявляются при прослеживании разнородных толщ, включающих отчетливые маркирующие горизонты, а также по преобладающей ориентировке малых складок этой категории и зеркалам складок второй категории. Осевые плоскости таких складок, несомненно на поздние деформации, ориентированы преимущественно субмеридионально (см. рис. 1). С их направлением совпадает простирание Даршайского глубинного разлома, который контролирует первичное размещение гранатовых перидотитов, эклогитов, мангеритов хорогского ортокомплекса. Однако эти ранние генерации структур ваханского комплекса не отражают самых первых деформаций пород, хотя бы потому, что приближаются к нейтральному типу. Вероятно, им предшествовали складки с крутыми северо-восточными осевыми плоскостями, которыми обусловлено распределение в ваханской зоне разнородных в литолого-фациальном отношении толщ — преобладание гнейсов на севере и северо-западе и карбонатно-сланцевых толщ на юго-востоке.

Для каждого комплекса пород в соответствии с рассмотренными критериями была выполнена предварительная классификация малых складок по категориям. Исследование закономерностей рассеивания

осевых поверхностей и шарниров малых складок различных категорий проводилось в пределах доменов — участков, однородных в отношении ориентировки какого-либо одного структурного элемента. В качестве такого элемента для Юго-Западного Памира была выбрана кристаллизационная сланцеватость.

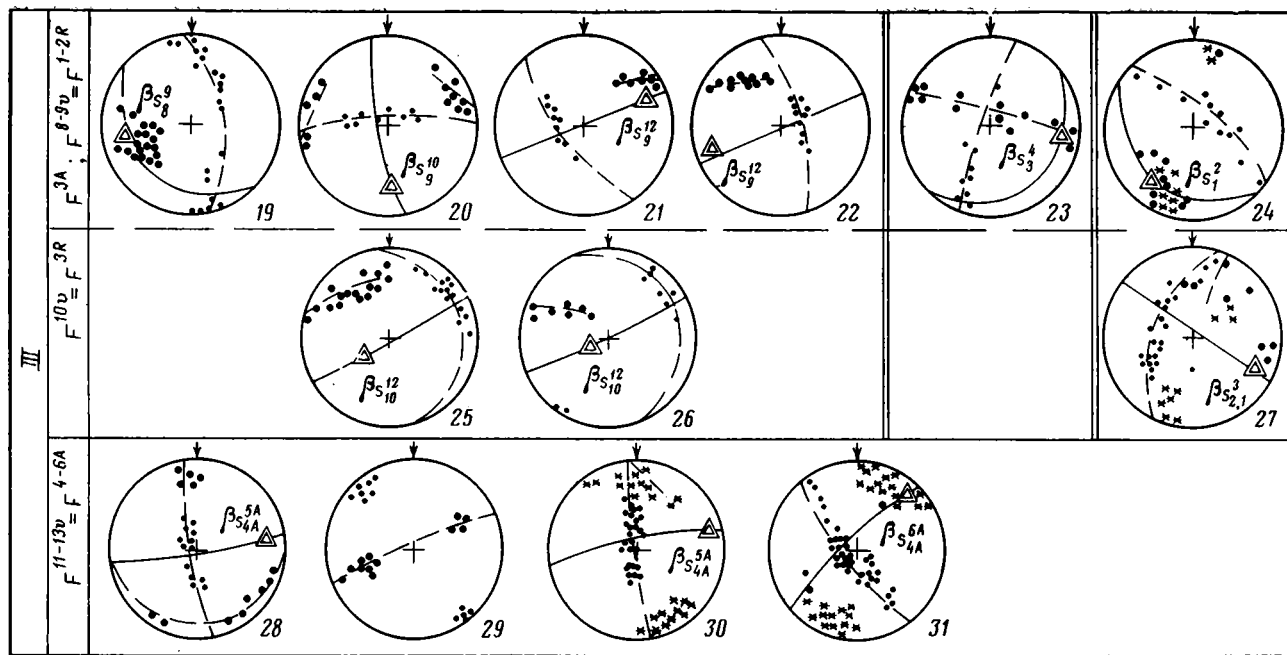
Каждый домен отвечал, таким образом, фрагменту крупной складки I категории на участке прямолинейной ориентировки следа ее осевой поверхности (см. рис. 1). Это позволило ограничить рассеивание структурных элементов, синхронных с метаморфизмом, от влияния поздних открытых складок. В ходе дальнейшего анализа предполагалась следующая модель деформации разновозрастных плоскостных и линейных структур. Поскольку домен представляет фрагмент складки, обозначенной, к примеру  $F_4$ , и однороден в отношении сланцеватости  $S_3$ , параллельной осевым плоскостям складок  $F_3$ , непосредственно предшествующих  $F_4$ , то рассеивание шарниров  $L_3$  складок  $F_3$  на стереографической сетке вдоль дуги большого круга, соответствующей  $S_3$ , указывает на различную ориентировку деформируемой поверхности в результате проявления еще более ранней складчатости ( $F_{1,2}$ ). При этом плоскости  $S_1$  и  $S_2$  на территории домена лишь в частном случае параллельны  $S_3$ . В процессе наложения складок  $F_3$  происходит сопряженная деформация плоскостных ( $S_{1,2}$ ) и линейных ( $L_{1,2}$ ) элементов таким образом, что  $S_1$  и  $S_2$ , приближаясь к положению  $S_3$ , оказываются повернуты соответственно вокруг оси  $\beta_{s_1}^3$  и  $\beta_{s_2}^3$ , каждая из которых лежит на  $S_3$ .  $L_1$  и  $L_2$  при деформации на стадии изгиба разворачиваются по коническим поверхностям, которым в общем случае отвечают дуги малого круга, с осями  $\beta_{s_{1,2}}^3$ . По мере достижения складкой  $F_3$  изоклиальной формы, каждая из генераций  $L_{1,2}$  образует два максимума на различных крыльях  $F_3$ , которые в дальнейшем при развитии сланцеватости, параллельной осевой плоскости, и осложнении складки движениями с преобладающим механизмом скольжения, растягиваются вдоль поверхностей, пересекающих  $S_3$  в кинематической оси  $a$  ( $a_{кин}$ ) складок  $F_3$ .

Используя данную модель, в выделенных доменах анализировались узоры рассеивания элементов малых складок в пределах каждой из трех категорий структур. Сопряженное изменение ориентировки пары элементов ( $S_n$  и  $L_n$ ) и совпадение реконструируемых на основе закономерностей их рассеивания оси  $\beta$ , и осевой плоскости наложенной складки с максимумом структурных ориентировок недеформированных поздних складок являлось главным критерием при объединении разноориентированных ранних структурных форм в одну генерацию.

Рассмотрим теперь последовательность становления различных генераций складок на территории каждого домена. На рис. 2 каждая диаграмма объединяет структурные элементы складок одной генерации в том или другом домене. В случае, когда рассеивание элементов складок одной генерации связано с наложенной складкой, ось ( $\beta_{s_n}^m$ ) и осевая плоскость ( $S_m$ ) последней показаны соответствующими знаками. При этом нижняя цифра при индексе  $\beta_{s_n}^m$  относится к генерации деформированных структур, а верхняя — к генерации наложенной складки. Цифровые обозначения складок соответствуют их положению в структурно-возрастной шкале конкретно рассматриваемого комплекса.

Структурный анализ пород ваханского комплекса проводился в пределах четырех доменов. Домен I охватывает южное крыло Ваханской антиформы — крупной структуры I категории, представляющей в общем ряду последовательности структурных форм ваханского комплекса складки  $F^{30}$ . След осевой плоскости антиформы трассируется вдоль водораздела Ваханского хребта. Самая поздняя кристаллизационная сланцеватость или зеркала складок, ее сминающих, здесь име-

Циклы	Этапы	Ваханский комплекс	Аличурский комплекс	Ишкашморунский комплекс
I	F <sup>2v</sup> F <sup>3v</sup>			
	F <sup>4v</sup> F <sup>6v</sup> F <sup>1A</sup>			
II	F <sup>7v</sup> F <sup>2A</sup>			



• 1 • 2    - - - 3    ——— 4     $\beta_{S_n}^m$   $\triangle$  5     $\odot$  6  $\odot$  7    \* 8    / 9

Рис. 2. Диаграммы ориентировки и геометрических отношений складок различных генераций в метаморфических комплексах Юго-Западного Памира (проекция на верхнюю полусферу). 1 — выходы полюсов осевых поверхностей складок, а для диаграмм 27—31 и сланцеватости, 2 — выходы шарниров складок, 3 — дуги рассеивания структурных элементов, 4 — осевая поверхность наложенной складки, вызывающей рассеивание предшествующих структурных элементов, 5 — ось  $\beta_{S_n}^m$  наложенной складки генерации  $m$ , вызывающей рассеивание структурных элементов генерации  $n$ , 6 — выходы кинематических осей  $a$ , 7 — выходы кинематических осей  $b$ , 8 — агрегатная линейность, 9 — зеркало складок



ют пологовое залегание СВ  $50-60^\circ \rightarrow$  ЮВ,  $\angle 20-30^\circ$ . Зеркала складок, с которыми эта сланцеватость связана, ориентированы СВ  $20-30^\circ$  с крутым падением ( $50-70^\circ$ ) на северо-запад или юго-восток, либо СЗ  $340-350^\circ$  с крутым падением на юго-запад или северо-восток, описывая тем самым свою систему складок.

На основе классификационных признаков и закономерностей рассеивания в домене устанавливается восемь генераций малых складчатых форм, не включая складки, синхронные с Ваханской антиформой. Среди складок I категории выделяются прежде всего асимметричные складки с пологими осевыми плоскостями и шарнирами  $F^{9v}$  (рис. 2, 20—22), осложняющие крыло антиформы и деформирующие ее осевую поверхность. Их элементы рассеиваются сначала при наложении субмеридиональных крутых складок  $F^{10v}$  (20), а затем северо-восточных складок  $F^{12v}$  (21, 22). Малые складки соответствующих наложенных генераций  $F^{10v}$  и  $F^{12v}$  отражены на диаграммах 25 и 29, откуда видно, что  $F^{12v}$  к тому же вызывает рассеивание  $F^{10v}$ . Складки  $F^{10v}$  и  $F^{12v}$  разделены внедрением памиро-шугнанских гранитов и деформациями, связанными с их расланцеванием и складчатостью ( $F^{11v}$ ), что более четко устанавливается в Аличурской зоне.

Среди складок II категории устанавливаются по крайней мере три генерации структур с разными траекториями рассеивания. Преобладают складки, которые при наличии максимума пологой северо-восточной сланцеватости, параллельной осевой плоскости (9), дают рассеивание шарниров по закону наложенной линейности. Позднее рассеивание шарниров связано со складками  $F^{8v}$  и  $F^{10v}$  (9, 10 и 11). Зеркала изоклинальных складок (9) описывают систему складок двух предшествующих генераций, которым, вероятно, соответствуют две совокупности структурных замеров (5 и 6). Каждая такая совокупность отражает рассеивание складок некогда единой пространственной ориентировки в результате наложенной складчатой деформации. Осевая плоскость поздней складки в обоих случаях близка как к осевой плоскости пологих складок (9), так и к плоскости, проведенной через выходы обеих осей  $\beta$ , на диаграммах 5 и 6. Дуги рассеивания шарниров пересекают эту плоскость в одной и той же линии, под углом  $90^\circ$  к среднему положению шарниров складок на диаграмме 9. Такие геометрические соотношения устанавливают ряд важных выводов.

1. Складки с пологой северо-восточной осевой плоскостью являются самыми поздними среди складок II категории. Они представляют генерацию  $F^{7v}$ , непосредственно предшествующую образованию Ваханской антиформы. Их элементы в процессе наложенных деформаций  $F^{8v}$  и  $F^{10v}$  переориентируются, как показано на диаграммах 9, 10 и 11.

2. Складки  $F^{7v}$  непосредственно наложены на систему складок  $F^{5v}$  и  $F^{6v}$  (5, 6) с северо-западным положением крутых субпараллельных осевых плоскостей, о чем свидетельствуют характер рассеивания этого элемента и малая величина угла между осями  $\beta_{s,7}$  и  $\beta_{s,6}$ . Шарниры складок (6) до деформации их складками  $F^{7v}$  были крутыми, а (5) — пологими. Относительная последовательность проявления складок, представленных на диаграммах 5 и 6, устанавливается косвенно по зеркалам складок  $F^{7v}$ , описывающим складки с крутыми шарнирами, и некоторому влиянию  $F^{8v}$  на изменение ориентировок  $F^{5v}$ .

3. Складчатость  $F^{7v}$  протекала с преобладанием механизма скальвания, что доказывается характером рассеивания древней линейности по дугам большого круга, образующим угол значительно менее  $90^\circ$  с осью  $\beta_{s,7}$  наложенной складки.

4. Кинематический план при наложении складок  $F^{7v}$  указывает, что ось максимального перемещения вещества ( $a_{\text{кнн}}$ ) полого погружалась по азимуту  $130-140^\circ$ ,  $\angle 10-20^\circ$ , а ось сжатия имела положение, близкое к вертикальному.

Формирование складок  $F^{5v}$ ,  $F^{6v}$  и  $F^{7v}$  происходило одновременно с метаморфизмом фации альмандиновых амфиболитов второго цикла. Складки изгибают развивающуюся в условиях этой фации раннюю мигматитовую полосчатость, а  $F^{7v}$  синхронны с поздними порфиробластическими гранитами, приуроченными к осевым плоскостям складок. Развитие складок  $F^{7v}$  заканчивается интенсивными движениями вдоль сланцеватости, параллельной осевой плоскости, одновременными с бластомилонитизацией и процессами конца II метаморфического цикла в условиях снижающегося давления. Агрегатная линейность, возникающая при бластомилонитизации, совпадает с осью  $a_{\text{кнв}}$ . Среди складок II категории выделяются складки еще одной генерации (4), которые отвечают тем же условиям метаморфизма, но предшествуют формированию жилых мигматитобразующих гранитов и обозначаются соответственно  $F^{4v}$ . Рассеивание их структурных элементов только намечается.

Наиболее ранние складки III категории относятся к нейтральному типу. Шарниры их часто погружаются в направлении падения осевой плоскости (диаграмма 1) и рассеиваются в этой плоскости, указывая, что даже эти, наиболее древние из наблюдаемых форм, предшествующие внедрению пород хорогского ортокомплекса, не являются результатом самой первой складчатости в породах ваханского комплекса. Поэтому эти складки обозначены  $F^{2v}$ . Позднее рассеивание их элементов обусловлено наложенной складкой с пологой погружающейся на юго-юго-запад осью, при развитии которой преобладал механизм скольжения. Эта наложенная деформация, возможно, связана с формированием складок.

Домен II расположен на северном крыле Ваханской антиформы, деформируемой на западе крутыми субмеридиональными складками ( $F^{10v}$ ). Кристаллизационная сланцеватость погружается здесь на северо-северо-восток, реже на юго-восток под углом в среднем  $25-40^\circ$ , а зеркала складок, которым она соответствует, ориентированы с  $0^\circ \pm 20^\circ$  с крутым падением на восток или на запад. Мелкие складки, вдоль осевой плоскости которых развивается эта сланцеватость, характеризуются признаками, типичными для категории II. Закономерности рассеивания их элементов указывают на наличие двух последовательно развивающихся генераций (рис. 2, диаграммы 7 и 12), тождественных  $F^{6v}$  и  $F^{7v}$  в домене I. Различия в ориентировке обусловлены вращением всей системы складок, а также реконструируемых кинематических осей вокруг пологопогружающейся на северо-восток оси, представляющей ось Ваханской антиформы —  $\beta_{\frac{8}{6},7}$ . Относительное пространственное положение плоскостных и линейных элементов, соответствующих складкам  $F^{5v}$  и  $F^{7v}$  после проявления складчатости  $F^{8v}$ , отражено на рис. 3. Так же как в домене I, додеформационное положение складок  $F^{5v}$  характеризовалось крутой, ориентированной в северо-западном направлении осевой плоскостью и пологими шарнирами. Для  $F^{7v}$  характерны пологие осевые плоскости и две группы пологопогружающихся шарниров — субмеридионально и на северо-восток. Среди поздних складок, вызывающих рассеивание синметаморфических структур, развиты складки с крутой северо-восточной осевой плоскостью —  $F^{8v}$  и  $F^{12v}$ , а также лежащие асимметричные складки  $F^{9v}$  и крутые субмеридиональные  $F^{10v}$ , близкие по ориентировке аналогичным генерациям складок домена I.

Домен III ограничивает верховья рек Даршай, Бадом и, так же как домен II, соответствует северному крылу Ваханской антиформы, осложненному субмеридиональными структурами  $F^{10v}$ . Средние и малые формы этой же генерации развиты в западной части домена (диаграмма 26) и деформированы поздней северо-восточной складкой  $F^{12v}$ . Среди структур II категории преобладают складки, осевые плоскости которых полого погружаются в северных румбах. Так же как и в предыдущих доменах, для этих складок устанавливаются два максимума выхо-

дов осей, ориентированных на северо-восток или меридионально. В целом ориентировка элементов близка к складкам  $F^{70}$ , показанным на диаграмме 12 (рис. 2), и отличается лишь характером рассеивания, которое в домене III контролируется наложенными субмеридиональными складками  $F^{100}$ . Особенность домена III — неравномерное проявление в его пределах складок  $F^{70}$ . В результате здесь удается получить наиболее полную характеристику ранних складчатых структур, по своим признакам отвечающих III категории и сформированных в условиях первого метаморфического цикла. Выделение таких древних генераций складок подтверждается независимыми структурными критериями. Так,

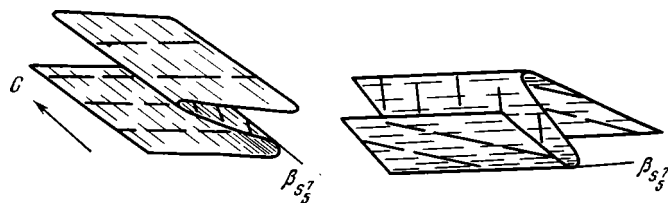


Рис. 3. Положение складок  $F^{70}$  и деформируемой ими линейности и сланцеватости, синхронных со складками  $F^{50}$ , на различных крыльях Ваханской антиформы ( $F^{80}$ ).

вынесенные на диаграммах 2 и 3 (см. рис. 2) замеры двух совокупностей складок связаны между собой определенными геометрическими соотношениями. На диаграмме 3 отражены лежащие складки, элементы которых переориентированы при наложении складки с крутой северо-западной осевой плоскостью и пологой осью. Если пренебречь этим поздним рассеиванием элементов и рассматривать только складки с пологой северо-западной осевой плоскостью, то видно, что их шарниры также рассеиваются, но уже по закону наложенной линейности. Зеркала складок с различными шарнирами описывают складку с осевой плоскостью  $C$   $0^\circ \rightarrow$  СВ,  $\angle 70^\circ$  и осью СВ  $15-20^\circ$ ,  $\angle \sim 40^\circ$ . С другой стороны, осевые плоскости складок диаграммы 2 деформированы в складку, аналогичную пологим северо-западным складкам (3), а ось наложенной деформации совпадает с одним из максимумов шарниров этих складок. Среди деформированных складок (2) выделяются разновидности с крутыми осевыми плоскостями и шарнирами, параллельными оси наложенной складки. Они соответствуют наименее измененному положению складок и близки к ориентировке складчатой структуры, описываемой зеркалами складок генерации (3). Такие соотношения позволяют следующим образом интерпретировать последовательность образования рассматриваемых структур. Складки (2) с крутопадающей субмеридиональной осевой плоскостью, близкие к нейтральному типу, деформируются лежащими складками (3). Рассеивание шарниров ранних складок указывает на преобладающий механизм скалывания при наложенной деформации и позволяет установить кинематический план последней. Несмотря на то, что ориентировки складок (3) и складок  $F^{70}$  на северном крыле Ваханской антиформы существенно не отличаются, они относятся к разным генерациям, так как формируются в условиях различного кинематического плана. Совокупности крутых и осложняющих их лежащих складок, показанные на диаграммах 2 и 3, представляют, таким образом, самостоятельную систему, отличную от системы складок  $F^{50}-F^{70}$  и предшествующую ей, что обосновано данными по изменению термодинамического режима при складкообразовании. Отмечая, как и в домене I, нейтральный характер и наличие первичного рассеивания, складки диаграммы 2, первые из наблюдаемых в Ваханской зоне, представляют генерацию  $F^{20}$ , а последующие лежащие структуры —  $F^{30}$ .

Домен IV расположен на правом берегу р. Пяндж, в южной части Горанского ущелья. Ориентировка кристаллизационной сланцеватости и других плоскостных структур, а также малых складок, отличная от других доменов Ваханской зоны, связана с развитием складок  $F^{100}$ , деформирующих осевую поверхность Ваханской антиформы (см. рис. 1). Рассматриваемый домен соответствует юго-западному крылу крупной синформы  $F^{100}$ . Сланцеватость, параллельная осевым плоскостям складок II категории, имеет здесь преимущественно северо-западное простирание, в то время как зеркала складок часто ориентированы на северо-восток. Среди складок, изгибающих эту сланцеватость, выделяются открытые складки с крутой осевой плоскостью северо-восточного или широтного направления (19), интенсивно развитые в ядре Ваханской антиформы. Они деформированы пологой складкой с осевой плоскостью СЗ 310→СВ,  $\angle \sim 20^\circ$ . Нетрудно заметить, что эта складка, а также  $F^{90}$  в домене I (20) приводятся к единой пространственной ориентировке поворотом вокруг оси складки  $F^{100}$ , на различных крыльях которой они расположены. Сочетание последовательно проявленных крутых северо-восточных складок ( $F^{90}$ ), лежащих ( $F^{90}$ ) и крутых северо-западных складок ( $F^{100}$ ) приводит к тому, что сланцеватость обрисовывает некое подобие пологих куполовидных форм, например, в долине р. Абхарв (Бархатов, 1963). Среди структур, синхронных с метаморфизмом, выделяется только одна возрастная генерация — это складки с пологой осевой плоскостью и шарнирами, погружающимися преимущественно в меридиональном направлении, либо на северо-восток (рис. 2, 14—17). По своей ориентировке, петрогенетической и морфологической характеристике это все те же складки  $F^{70}$ , которые устанавливаются во всех предыдущих доменах. В этом домене они в значительной степени переориентированы первоначально при наложении складок  $F^{80}$  (14), а затем складок  $F^{90}$ , деформирующих как  $F^{80}$  (19), так и все ориентировки складок  $F^{70}$ , искаженные предварительно складками  $F^{80}$  (15—17). Шарниры складок  $F^{70}$  рассеиваются по дугам малого круга, указывая, что  $F^{80}$  и  $F^{90}$ , вызывающие рассеивание, являются складками изгиба.

Таким образом, малые складки, развитые в ваханском комплексе, по совокупности геометрических, морфологических и метаморфических критериев расчленяются по крайней мере на 10 рассмотренных генераций. Складки проявлены неравномерно и в различных сочетаниях. Ведущая роль в создании структурного плана принадлежит складкам  $F^{20}$  и  $F^{70}$ , синхронным с метаморфизмом, и постметаморфическим структурам  $F^{80}$  и  $F^{100}$ . Структурная эволюция комплекса происходит на фоне снижения напряженного состояния коры, выраженного в упрощении морфологии складчатых форм. Наряду с этим на разных этапах наблюдается смена складок тангенциального сжатия лежащими складками, с горизонтальным перемещением вещества, расплющиванием всех ранее сформированных структур и далее временным падением пластичности пород, сопровождающимся их бластомилонитизацией. Такая тенденция при деформации пород повторяется на различных термодинамических уровнях и может рассматриваться как структурный критерий цикличности эндогенных процессов. Формирование горизонтальных структур при этом в ряде случаев отчетливо тяготеет к концу метаморфических циклов (I и II циклы), ознаменованных снижением  $P$  и максимальной неизохимичностью процессов метаморфизма.

Метаморфические породы аличурского комплекса обнажаются в виде разномасштабных ксенолитов, запаянных разновозрастными гранитоидами, среди которых преобладают памиро-шугнанские мезозойские граниты. Они отделяют наиболее поздние деформации, выраженные первоначально в пологом расланцевании гранитоидов. Во вмещающих породах одновременно с деформацией гранитов возникают горизонтальные складки (28), шарниры которых рассеиваются как по закону

наложенной линейности, так и в связи с последующей складчатостью. Далее образуются складки двух генераций: с широтной вертикальной осевой плоскостью и пологой осью и складки с северо-восточной осевой плоскостью ( $20-30^\circ$ ), которыми обусловлена дугообразная выпуклость структур Юго-Западного Памира, в том числе и структур ваханского комплекса. Эти складки и связанное с ними рассеивание структур в гранитоидах лучше всего выражено в домене VII, расположенном на северном склоне Южно-Аличурского хребта (см. рис. 2, 30 и 31). Ранние структуры аличурского комплекса расшифровываются на водоразделе и южном склоне Южно-Аличурского хребта (домен VI). Деформации, наложенные на памиро-шугнанские граниты, идентичны здесь рассмотренным в домене VII. Среди предшествующих складок выделяются три генерации, причем две ранние несут признаки складок II категории. Первые из наблюдаемых складок  $F^{1a}$  (см. рис. 2, 8) дают рассеивание элементов при наложении складки  $F^{2a}$ , определяющее выход полого-ориентированной ( $130-140$ ,  $\angle 15^\circ$ ) кинематической оси  $a_{кин}$  наложенной деформации. Складки  $F^{2a}$  (13) — изоклиналильные с крутой осевой плоскостью, вдоль которой идет рассеивание шарниров, указывающее на относительно открытый характер ранних складок. Сланцеватость, параллельная осевой плоскости, выступающая как плоскость первой бластомилонитизации пород аличурского комплекса, деформирована в открытые складки  $F^{3a}$  (23), рассеивание шарниров которых по закону наложенной линейности свидетельствует о различной ориентировке деформируемых поверхностей перед этим этапом складчатости. Далее следует внедрение памиро-шугнанских гранитов и последующие деформации, связанные с формированием трех рассмотренных выше генераций складок (28, 30, 31), которые для аличурского комплекса соответственно выступают как  $F^{4a}$ ,  $F^{5a}$  и  $F^{6a}$ . Термодинамический режим при развитии складок  $F^{1a}$  соответствовал фации куммингтонитовых амфиболитов ( $T - 650-700$  и  $P \sim 5-6$  кбар). Те же параметры сохранялись при наложенном рассланцевании пород, одновременном с  $F^{2a}$ . Деформации  $F^{5a}$  и  $F^{6a}$  протекали преимущественно в условиях зеленосланцевой фации. Складки  $F^{4a}$  и  $F^{5a}$  постметаморфические.

Складки метаморфических пород мезозоя (домен VIII) сформированы в три этапа деформации. Первые складки деформированы в пологую складку с северо-восточной осью (24). Шарниры первых складок до деформации имели горизонтальную северо-восточную ориентировку, а осевые плоскости, по-видимому, были крутые. Поздние деформации представлены складками с северо-западными крутыми осевыми плоскостями (27) и развитием системы *kink*-зон.

Таким образом, для каждого из рассмотренных комплексов получается своя структурно-возрастная шкала. Сравнение шкал показывает возрастающую сложность и интенсивность деформации по мере перехода от молодых образований к древним. При сопоставлении генераций структурных форм, представленных в этих шкалах, соблюдались некоторые приемы, выработанные опытом корреляции складок в различных структурных зонах. При этом большое значение имеет выделение структур сквозного развития и среди них тех, которые равномерно проявлены в сравниваемых комплексах. Локально развитые структуры, даже в случае их сквозного характера, коррелируются лишь на участках непосредственного сочленения комплексов. Сквозные структуры используются далее как реперные уровни корреляции.

Полагая, что молодые деформации отражаются в переработке древних структур поздними складками, которые характеризуются относительно выдержанными ориентировками осевых плоскостей, приведение поздних генераций складок, развитых в разновозрастных комплексах, к одному корреляционному уровню основывалось на совпадении этих ориентировок и производилось в последовательности, обратной форми-

рованию складок. При корреляции ранних генераций складок принцип единства ориентировок не применим вследствие отсутствия таковых в результате рассеивания. Сопоставление структур в таком случае проводится по совокупности косвенных признаков, каждый из которых в отдельности не является решающим. К таким признакам относятся: общность положения генерации к ближайшему корреляционному уровню, морфология и место складок в нисходящем ряду структурных форм, совпадение по крайней мере одного из однозначных направлений кинематических осей, тождественность большинства параметров термодинамического режима в процессе складкообразования.

При сопоставлении складок ваханского и аличурского комплексов сквозными реперными структурами, представляющими первый уровень корреляции, оказываются самые поздние складки  $F^{13a}-F^{6a}$ . В ваханском комплексе малые складки  $F^{13v}$  не отмечались, но с этой складчатостью связана деформация всех ранее существующих структурных направлений и их дугообразная выпуклость, обращенная к северо-востоку (рис. 1). Этим складкам непосредственно предшествуют сквозные северо-восточные складки  $F^{12v}-F^{5a}$ , наложенные на систему пологой сланцеватости, отчетливо развивающуюся в памиро-шугнанских гранитах одновременно с деформацией  $F^{4a}-F^{11v}$ . Ниже последнего репера одного уровня, вероятнее всего, соответствуют складки  $F^{3a}$  и  $F^{6v}$ , которые в обоих комплексах представлены позднеметаморфическими открытыми крутыми структурами, приводимыми к единой ориентировке поворотом вокруг оси наложенных складок —  $F^{13v}-F^{6a}$ . Складки  $F^{40v}$ , развитые исключительно на западе района, выпадают из корреляционной схемы. Аналоги же складок  $F^{9v}$ , возможно, не были обнаружены в аличурском комплексе из-за их близкой ориентировки с  $F^{4a}$ . Ниже уровня  $F^{6v}-F^{3a}$  сопоставление структур еще более затруднительно из-за отсутствия единой ориентировки. Многие косвенные признаки позволяют, однако, коррелировать складки  $F^{7v}$  и  $F^{2a}$ . Сформированные в одном температурном режиме, они отражают сходную степень пластичности материала, имеют одинаковую морфологию, в обоих случаях завершаются явлениями бластомилонитизации при тождественных  $T-P$ -условиях. Более того, этап деформации, выраженный этими складками, в обоих комплексах протекал в условиях преобладающего горизонтального перемещения вещества при совпадении ориентировок осей  $a_{\text{кин}}$ . Две другие пары осей повернуты на  $90^\circ$  относительно однозначных направлений. Соответственно кинематическому плану в ваханском комплексе складки оказываются лежащими, а в аличурском — вертикальными. Несмотря на это, можно предполагать, что рассматриваемые генерации структур отражают один этап деформаций, охвативший одновременно оба комплекса, развивающихся в различных структурных зонах. Корреляция еще более ранних структур невозможна ввиду полного отсутствия критериев. Единственно можно предположить на основе узора рассеивания элементов  $F^{1a}$ , что их осевые плоскости первоначально не имели северо-западной крутой ориентировки, как это отмечалось для  $F^{5v}$  и  $F^{6v}$ .

В соответствии с полученной схемой корреляции структурно-возрастных шкал можно сделать вывод, что ранние эндогенные процессы в аличурском комплексе и близкие им по времени наложенные процессы II метаморфического цикла в ваханском комплексе протекали в тектонических структурах с различным геотермическим режимом. Начало совместного развития совпадает с окончанием деформации  $F^{7v}-F^{2a}$ , которые в ваханском комплексе, метаморфизованном до этого в условиях высокого давления, сопровождалось интенсивным вертикальным расплющиванием и горизонтальными движениями, отсутствующими на этом этапе деформации в аличурском комплексе, метаморфизованном при пониженном давлении. К такому же выводу приводят исследования структур на участке сочленения комплексов вдоль Мац-Кокбайского

разлома — тектонической зоне северо-западного простирания, срезающей ранние структуры ваханского комплекса и отмеченной интенсивной складчатостью, неоднократной бластомилонитизацией и проявлением разновозрастного гранитоидного магматизма.

Южная оконечность разлома (домен V) характеризуется пологопадающей сланцеватостью, наследуемой бластомилонитизацией и близкой предполагаемой поверхности контакта на этом участке. Сланцеватость, параллельная осевым поверхностям изоклинальных складок (см. рис. 2, 18), является сквозной для пород обоих комплексов и предшествует внедрению памиро-шугнанских гранитов. Шарниры образуют два максимума выходов. Элементы складок деформированы крутой северо-западной складкой, совпадающей с Ваханской антиформой, переориентированной здесь в процессе развития  $F^{130}$ . Вращением вокруг вертикальной оси вся система может быть приведена в положение (9) для соседнего домена I, а складки, осевая плоскость которых совпадает с поверхностью разлома, соответствуют, таким образом,  $F^{70}$ . Характерно, что преобладающее простирание осевых поверхностей этих складок совпадает здесь с  $F^{2a}$ . Последние же в свою очередь по мере приближения к разлому приобретают все более пологое залегание. Последующие складчатые структуры  $F^{80}$  пересекают направление разлома. Все эти данные указывают, что начало формирования зоны сочленения совпало со складкообразованием  $F^{70}$  или несколько предшествовало ему. Следовательно, именно с этого этапа начинается совместное развитие комплексов.

Не останавливаясь на корреляции складчатых структур в мезозойском комплексе с поздними структурами ваханского комплекса следует подчеркнуть, что с помощью тех же приемов корреляции три генерации складок, выделенные в ишкашимских сланцах (домен VIII), сопоставляются с  $F^{80}$ ,  $F^{90}$  и  $F^{100}$ .

Результаты проведенного анализа последовательности деформации в различных структурных зонах, корреляции этапов деформации и их увязки с процессами циклического метаморфизма на Юго-Западном Памире обобщенные на рис. 2, раскрывают некоторые закономерности развития сложнодислоцированных комплексов в областях проявления полиметаморфизма, к которым, безусловно, относится фундамент складчатых систем фанерозоя. Естественно, что наибольшей дислоцированностью отличаются древнейшие породы фундамента. Их структурная эволюция протекает при общем снижении напряженного стиля деформации, на фоне необратимых изменений геотермического режима. Каждый наложенный этап вызывает усложнение поверхностей геологических тел и искажение древних структурных направлений. Тем не менее благодаря периодическому проявлению деформаций, связанных с вертикальным расплющиванием, поверхности слоистости, сланцеватости, полосчатости приходят в субгоризонтальное положение, имитируя первичное ненарушенное залегание. Это упрощает анализ всех следующих за расплющиванием складчатых форм, но значительно усложняет расшифровку древних структур, невозможную без применения специальных методов. Наряду с известной зависимостью морфологии складок от условий метаморфизма (Казаков, 1977) результаты исследований на Юго-Западном Памире выявляют также связь между последовательностью проявления складчатых форм и геотермической специализацией комплекса на той или иной ступени его развития. Так, структурная эволюция, одновременная с процессами глубинного петрогенезиса, отвечающего сериям  $B_2$  и  $B_1$  (Глебовицкий, 1973), характеризуется закономерной сменой ранних складок тангенциального сжатия лежащими структурами ( $F^{30}$  и  $F^{70}$ ), знаменующими окончание метаморфического цикла, и переход на новый геотермический уровень, соответствующий меньшей глубине залегания.

Для высокоградиентных режимов (серии АБ и А), когда общее давление при метаморфизме, являющееся функцией глубинности, не столь высоко, также характерно формирование пологих структур на определенных этапах развития. Однако, если деформации, приводящие к таким структурам, проявляются, то по своим масштабам они значительно уступают горизонтальным тектоническим движениям, сопряженным с выводом комплексов высокого давления на менее глубинные уровни. При метаморфизме низкого давления развитие горизонтальных структур контролируется проявлением гранитоидного диапиризма, а следовательно, может быть локальным и неоднократным на протяжении метаморфического цикла. На Юго-Западном Памире два этапа деформации, приводящие к поздним генерациям пологих структур  $F^{90}$  и  $F^{110}$ — $F^{120}$ , одновременны с внедрением многофазных синскладчатых интрузий памиро-шугнанских гранитов в середине III цикла метаморфизма. Окончание же цикла, фиксируемое процессами бластомилонитизации при снижающейся  $T$ , сопровождается формированием системы складок  $F^{120}$ — $F^{30}$  и  $F^{130}$ — $F^{60}$  с крутопадающими осевыми плоскостями.

Корреляция этапов развития ваханского и аличурского комплексов показывает, вопреки распространенной точке зрения, что диафторез древних образований и сопряженные по времени первичные эндогенные процессы в более молодых комплексах пород могут протекать при различном геотермическом режиме. Это позволяет также предполагать, что в фундаменте молодых подвижных областей уже начиная с докембрия возникали тектонические условия, необходимые для формирования парных метаморфических поясов (Miyashiro, 1973), наиболее контрастно проявленных в молодые геологические эпохи в зонах сочленения литосферных плит.

#### Литература

- Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Л. Изд-во ЛГУ, 1963.
- Буданова К. Т., Буданов В. И. Юго-Западный Памир — новая провинция гранатосодержащих гипербазитов.— Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 5.
- Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., «Наука», 1973.
- Другова Г. М., Московченко Н. И., Седова И. С., Миллер Ю. В. Эволюция метаморфизма в фундаменте фанерозойских складчатых областей.— В сб.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., «Наука», 1976.
- Казаков А. Н. Особенности складок в разных фациях метаморфизма.— В кн.: Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л., «Наука», 1977.
- Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костамуншского месторождения. Л., «Наука», 1971.
- Московченко Н. И. Роль горизонтальных движений в развитии докембрийских комплексов Юго-Западного Памира.— Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 2.
- Московченко Н. И., Турченко С. И. Метаморфизм кнаниит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение. Л., «Наука», 1975.
- Седова И. С., Московченко Н. И., Другова Г. М., Миллер Ю. В. Эволюция процессов гранитообразования в области развития полиметаморфических докембрийских комплексов.— В сб.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., «Наука», 1974.
- Хорева Б. Я., Блюман Б. А. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. Л., «Недра», 1974.
- Эз В. В. Методы изучения структур метаморфических толщ.— В кн.: Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований. Метод. указ. по геол. съемке масштаба 1 : 50 000, вып. 4. Л., «Недра», 1972.
- Miyashiro A. Paired and unpaired metamorphic belts.— Tectonophysics, 1973, v. 17, No. 3.
- Ramsay J. G. Folding and fracturing of rocks.— Amer. Scientist, 1968, v. 56, No. 2.
- Turner F. S., Weiss L. E. Structural analysis of metamorphic tectonites. New York, 1963.



УДК 551.243.4 (729.1)

А. А. МОССАКОВСКИЙ, Х. Ф. АЛЬБЕАР

## ПОКРОВНАЯ СТРУКТУРА ЗАПАДНОЙ И СЕВЕРНОЙ КУБЫ И ИСТОРИЯ ЕЕ СТАНОВЛЕНИЯ В СВЕТЕ ИЗУЧЕНИЯ ОЛИСТОСТРОМ И МОЛАСС

Для Западной и Северной Кубы характерна многоярусная покровная структура, в которой нижние шарьяжи образованы породами миогеосинклинали, а верхние — породами эвгеосинклинали и фрагментами глубоких частей океанической коры. Анализ структурной позиции и пространственной локализации разных типов олистостром, а также моласс приводит к выводу о том, что формирование покровной структуры Кубы происходило в раннем — среднем эоцене и распалось на два этапа: ранний, когда возникла шарьяжная структура миогеосинклинали в условиях движения горных масс с севера на юг, и поздний, в процессе которого миогеосинклинальные шарьированные комплексы были тектонически перекрыты краевыми офиолитовыми аллохтонами, перемещенными из эвгеосинклинальной зоны при противоположном движении горных масс, т. е. с юга на север. Главным фактором образования покровной структуры Западной и Северной Кубы было движение континентальной коры Багамской плиты с ее последующим пододвиганием под эвгеосинклинальную зону Кубы.

### ВВЕДЕНИЕ

Известно, что олистостромы и молассы относятся к тому виду геологических формаций, появление которых всегда связано с определенным типом тектонических движений и характером структур земной поверхности. Олистостромы образуются в результате обрушения, как правило, в подводных условиях крутых сейсмоактивных и поэтому неустойчивых уступов, обычно лобовых частей движущихся тектонических покровов (Schardt, 1898; Flores, 1955; М. Леонов, 1970, и др.). Поэтому олистостромы являются одним из характерных признаков горизонтальных тектонических перемещений, происходящих еще в доскладчатый период развития геосинклиналей.

Молассы, напротив, формируются в условиях преобладающих вертикальных движений, накапливаясь в межгорных или предгорных впадинах за счет обломочного материала, сносимого с прилегающих горных сооружений. Они служат показателями дифференцированных изостатических поднятий земной коры, обусловленных ростом сиалических корней горно-складчатых сооружений в результате тектонического сжатия, складчатости и гранитизации масс горных пород.

Из этого следует, что изучение олистостром и моласс, особенностей их пространственного размещения и времени образования может явиться одним из эффективных методов выявления характера и направленности тектонических движений в геологическом прошлом.

Вряд ли нужно говорить о том, насколько это важно для расшифровки тектонического развития и механизма формирования сложно построенных складчатых геосинклинальных зон и, в частности, Кубинской островной дуги, относительно тектоники которой в последние годы были высказаны самые различные, нередко противоречивые взгляды как мобилистского, так и фиксистского толка (Пушаровский и др., 1967; Книп-

пер, 1975; Шапошникова, 1974; Борукаев, 1976; Khudoley, Meyerhoff, 1971; Meyerhoff, Hatten, 1968; Khudoley, 1967, и др.).

Олистостромы и молассы широко представлены в меловых и палеогеновых отложениях Кубы. В процессе полевых исследований нам удалось в 1975 г. изучить эти характерные геологические формации в провинциях Пинар-дель-Рио, Гавана, Матансас и Лас-Вильяс в Западной и Центральной Кубе.

Однако, прежде чем перейти к их характеристике, необходимо, хотя бы кратко, рассмотреть главные черты тектоники Кубы и прежде всего ее структурно-формационную зональность.

### ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КУБЫ

Несмотря на свои относительно небольшие размеры, Куба обладает сложным тектоническим строением, большую роль в котором играют тектонические покровы и шарьяжи. Сейчас уже прошло то время, когда можно было спорить о том, есть ли покровы и шарьяжи на Кубе, или их нет; и играют ли они существенную роль в ее строении. Ранее высказанные представления американских и кубинских геологов (Palmer, 1945; Flint, Albear, Guild, 1948; Hatten, 1967; Meyerhoff, Hatten, 1968; Rigassi-Studer, 1963, и др.) о покровно-тектоническом строении Кубы в последние годы получили новые геологические и геофизические доказательства (Книппер, Cabrera, 1974; Сомин, Мильян, 1974, 1976; Борукаев, 1976; Шапошникова, 1974). Существенны в этом отношении исследования сотрудников Академии наук ПНР (Pszczółkowski, 1971, 1977<sup>1, 2</sup>; Piotrowska, 1972, 1975; Kuthek Pszczółkowski, Wierzbowski, 1976), расшифровавших в деталях покровно-шарьяжную структуру гор Сьерра-дель-Росарио и Сьерра-де-лос-Органос в процессе геологического картирования провинции Пинар-дель-Рио, и результаты бурения глубоких параметрических и нефтепоисковых скважин на северном побережье Кубы, проведенного кубинскими и советскими геологами-нефтяниками, сотрудниками департамента геологии и геофизики Министерства минеральных ресурсов и металлургии Кубы (Р. Сокопа, Г. Лопес, В. С. Шеин, К. А. Клещев, В. И. Кузнецов, В. А. Басов и др., см. Resúmenes Primerá Jornada Científico-Técnico, 1974). Во многих из этих скважин было вскрыто многократное чередование тектонических пластин, образованных серпентинитами и серпентинизированными ультрабазитами, часто превращенными в меланж, вулканическими породами нижнего мела, кампан-мастрихтскими молассами, которые надвинуты на миогеосинклинальные карбонатные толщи ниже- или верхнемелового возраста и реже глинисто-карбонатные породы палеоцена. Данные бурения неопровержимо свидетельствуют о тектоническом совмещении в ряде районов северного побережья Кубы различных структурно-формационных зон мезозойских и кайнозойских (доверхнеэоценовых) отложений. Первоначальное взаимное положение этих зон можно установить в Центральной Кубе в провинциях Лас-Вильяс и Камагуэй, где они были впервые выделены А. Меерхофом, Ч. Хаттеном (Meyerhoff, Hatten, 1968), Ж. Пардо, а затем подтверждены советскими (Пушаровский и др., 1966, 1967; Книппер, 1975, и др.) и болгарскими (Kantchev et al., 1975) геологами.

Согласно этим представлениям, на Кубе можно выделить по меньшей мере три главных структурно-формационных зоны (рис. 1, 2): 1) северную миогеосинклинальную (зона Ремедиос), характеризующуюся мощными залегающими согласно известняково-доломитовыми разрезами с широким развитием карбонатных брекчий и включениями кремней и солей, а также олистостром в палеоцен-эоценовом интервале; в возрастном отношении они охватывают верхи юры, весь мел, палеоцен, нижний и средний эоцен; 2) южную эвгеосинклинальную (зоны Санта-Клара, Заса, Сейбабо), в которой тот же стратиграфический интервал

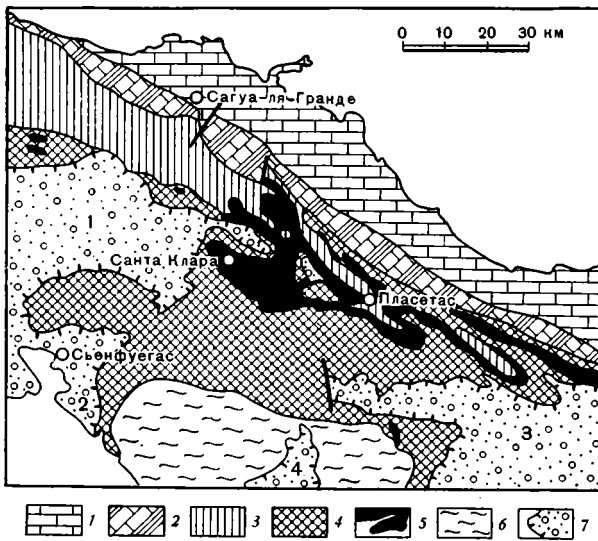


Рис. 1. Схема структурно-формационной зональности Центральной Кубы (провинция Лас-Вильяс) (по Kantchev et al., 1975; Книппер, 1975)

1 — северная, миогеосинклинальная зона (зона Ремедиус); 2—3 — промежуточная (миктогеосинклинальная) зона (2 — зона Камахуани, 3 — зона Пласетас); 4 — южная эвгеосинклинальная зона (зоны Santa Clara, Заса, Сейбабо); 5 — ультраосновные породы и габброиды; 6 — метаморфический комплекс Эскамбрия; 7 — наложенные молассовые бассейны (1 — Санто-Доминго, 2 — Сьенфугос, 3 — Кабанхуаны, 4 — Тринидад)

представлен преимущественно вулканогенными образованиями и продуктами их размыва, находящимися в тесной ассоциации с серпентинитовым меланжем и протрузиями, а также габбро и амфиболитами; в структурном отношении комплекс этих образований четко распадается на два тектонических яруса: нижний ярус сильно дислоцированных, смятых в крутые складки докампанских меловых и юрских (?) вулканогенно-осадочных пород и верхний ярус пологолежащих кампан-маастрихтских, ниже- и среднеэоценовых моласс и карбонатно-терригенных пород, выполняющих так называемые наложенные бассейны; 3) промежуточную зону (зоны Пласетас, Камахуани) некомпенсированного глубоководного осадконакопления, отличающуюся резко сокращенным по мощности общим разрезом верхнеюрских и меловых карбонатно-терригенных отложений, а также развитием радиоляриевых кремнистых сланцев в альб-сеноманской части разреза, микритовых известняков в нижнем мелу и олистостромовых толщ в нижнем—среднем эоцене; структурно согласный характер доверхнеэоценового разреза и отсутствие в нем моласс сближает промежуточную зону с северной миогеосинклинальной<sup>1</sup>.

Большинство исследователей считают, что северная, миогеосинклинальная зона Кубы формировалась на континентальной коре, общей с корой Багамской плиты, а южная, эвгеосинклинальная зона — на коре океанического типа. В отношении промежуточной зоны существуют противоречивые высказывания, допускающие ее заложение как на континентальной, так и на океанической коре.

Верхнеэоценовые, олигоценовые и неогеновые терригенно-карбонатные отложения Кубы не подчиняются рассматриваемой зональности и в виде пологого, слабо дислоцированного прерывистого чехла несогласно перекрывают все более древние образования.

Охарактеризованные структурно-формационные зоны прослеживаются в более или менее ненарушенной последовательности только в Цент-

<sup>1</sup> Верхнемеловые и эоценовые вулканические и вулканогенно-осадочные серии в горах Сьерра-Маэстра на крайнем юго-востоке Кубы относятся к еще одной, четвертой, структурно-формационной зоне. Однако эта наиболее молодая и вместе с тем очень локально развитая (только в провинции Ориенте) структурно-формационная зона занимает совершенно особое положение в структуре Кубы. Ее возникновение, видимо, было связано с развитием океанических впадин Карибского моря и образованием в нем желобов и по отношению к тектоническому развитию основной, большей части Кубы было наложенным процессом.

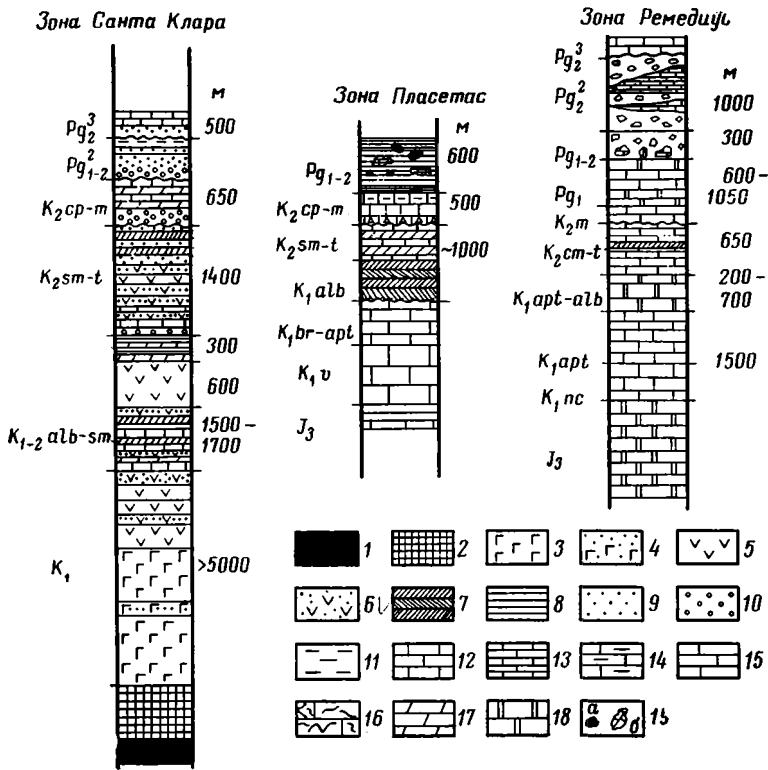


Рис. 2. Сводные стратиграфические разрезы основных структурно-формационных зон Центральной Кубы (по Книпперу, 1975; Kantchev et al., 1975)

1 — ультраосновные породы (серпентиниты, гарцбургиты, лерцолиты, дуниты, серпентинитовый меланж); 2 — габбро, микрогаббро; 3 — эффузивы основного состава (лавобрекчии и лавы); 4 — туфы и туфовые брекчии основного состава; 5 — эффузивы среднего состава (андезитовые лавы, лавобрекчии); 6 — туфы и туфовые брекчии среднего состава; 7 — кремнистые сланцы и радиолариты; 8 — глинистые сланцы; 9 — песчаники; 10 — конгломераты и гравелиты; 11 — алевролиты; 12 — массивные известняки; 13 — слоистые известняки; 14 — известняки с кремнями; 15 — обломочные известняки; 16 — известняковые брекчии; 17 — мергели; 18 — доломиты; 19 — олистолиты (а — серпентинитов, б — известняков)

ральной Кубе — в провинциях Лас-Вильяс, Камагуэй и на юге провинций Гавана и Матансас. В других районах Кубы, особенно в провинции Пинар-дель-Рио и на севере провинций Гавана и Матансас первоначальное взаимное расположение основных структурно-формационных зон нарушено последующими процессами тектонического скупивания и шарьяжеобразования, в результате которых комплексы пород разных структурно-формационных зон были в виде тектонических пластин наведены друг на друга (север провинции Гавана) или переброшены одна через другую (горы Сьерра-дель-Росарио).

В качестве примера таких районов с нарушенной структурно-формационной зональностью юрско-меловых — палеогеновых отложений рассмотрим тектоническую структуру северо-восточной части провинции Гавана (район так называемой антиклинали Гавана — Матансас) и гор Сьерра-дель-Росарио.

## ПОКРОВНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРОВИНЦИИ ГАВАНА И МАТАНСАС

Как известно, современная тектоническая структура провинции Гавана и прилежащих частей провинции Матансас характеризуется широким развитием пологозалегающего карбонатно-терригенного чехла позднезоценового, олигоценового и в основном миоценового возраста, среди которого в сводах обширных поднятий вскрываются сложно дислоцированные комплексы пород мела, палеоцена, нижнего и среднего эоцена,

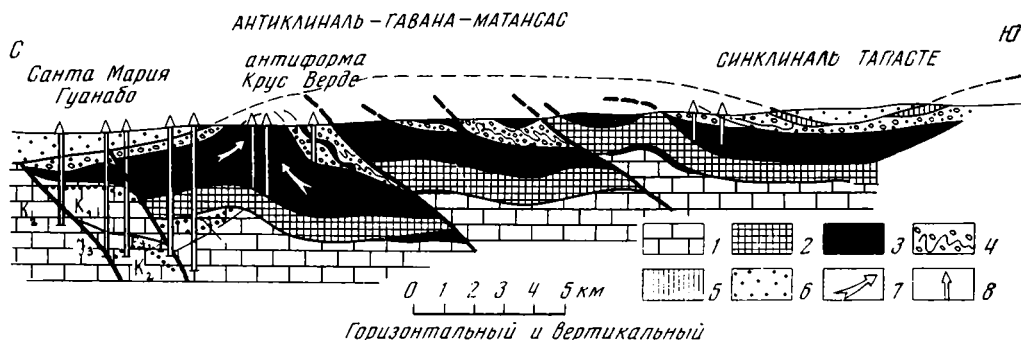


Рис. 3. Структурно-геологический разрез антиклинали Гавана — Матансас

1 — нижняя структурная единица (миогесинклинальный в основном карбонатный комплекс отложений верхней юры, мела и палеоцена); 2—5 — верхняя структурная единица: 2 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы свиты Тобас (нижний — верхний мел) и кремнисто-сланцевые породы свиты Предвиабланка (верхний мел), 3 — ультрабазиты, габброиды и серпентинитовый меланж, 4 — моласса свиты Виа Бланка (кампан — маастрихт), 5 — обломочно-карбонатные породы свиты Пеньяльвер (верхний маастрихт), молассы свиты Кадевила (нижний эоцен); 6 — терригенно-карбонатный чехол верхнего эоцена, олигоцен и неогена; 7 — направление выживания пластичного серпентинитового материала в ядре антиформы; 8 — буровые скважины

а также крупные массы серпентинитов и габброидов. Наиболее крупным из таких сводовых поднятий является антиклиналь Гавана — Матансас (Brönnimann, Rigassi, 1963).

Полевые наблюдения в совокупности с анализом существующих геологических карт и результатов глубокого бурения показывают, что для этого района характерно многоярусное покровно-шарьяжное строение. Оно выражается в многократном напластовании одних тектонических покровов на другие и в последующих деформациях пакетов таких покровов с образованием сравнительно простых антиформ и синформ, которые в свою очередь были раздроблены по разломам на разновеликие блоки, смещенные относительно друг друга в вертикальном и горизонтальном направлениях по продольным и поперечным взбросам и сдвигам (рис. 3).

Исходя из состава пород и принадлежности их соответствующим структурно-формационным зонам, все тектонические покровы и чешуи в рассматриваемом районе могут быть сгруппированы в две структурные единицы первого порядка — верхнюю и нижнюю, разделенные субгоризонтальной главной шарьяжной поверхностью.

Верхняя структурная единица (аллохтон) состоит из тектонических покровов, образованных мел-среднеэоценовыми породами южной эвгесинклинальной зоны и развитых в ее пределах наложенных молассовых бассейнов, тектонически перемещенных на север из более южных районов Кубы, где они первоначально располагались. Нижняя структурная единица (параавтохтон) объединяет тектонические покровы, в строении которых участвуют юрские, меловые и палеоцен-нижнеэоценовые отложения северной, миогесинклинальной зоны.

Верхняя структурная единица доступна для непосредственного изучения на дневной поверхности, и именно она вместе с комплексами верхнеэоцен-неогенового чехла является основным объектом геологического картирования. Нижняя структурная единица вскрывается главным образом, глубокими скважинами и представляет собой важный объект для нефтегазопромысловых работ. На поверхности она обнажается лишь в ядрах наиболее глубоко эродированных антиформ (подобных антиформе Канаси — Сан-Адреан) на западной и восточной периферии провинции Гавана.

Внутреннее строение верхней структурной единицы может быть реконструировано на основании данных геологического картирования и маршрутных наблюдений. Оно характеризуется следующими принципиальными особенностями.

а) Тектонические пластины и чешуи верхней единицы образованы тремя комплексами пород:

— эвгеосинклинального складчатого докампанского комплекса: ниже- и верхнемеловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные пачки свиты Тобас, в том числе нижней (диабазово-базальтовой) и верхней (андезитово-туфовой) ее частей; фрагменты сеноман-туронской кремнисто-сланцевой свиты Предвиабланка; незначительные фрагменты терригенно-туфогенных и карбонатных пачек верхнемелового разреза эвгеосинклинали;

— комплекса отложений наложенных молассовых бассейнов: кампан-маастрихтские молассы свиты Виа Бланка, верхнемаастрихтские обломочно-карбонатные образования свиты Пеньялвер, нижнеэоценовые молассы свиты Капдевила, нижнеэоценовая флишеподобная терригенно-карбонатная свита Универсидад и некоторые другие;

— фрагментов базальтового слоя океанической коры: серпентиниты, гарцбургиты, лерцолиты и другие ультраосновные породы, габбро.

б) Количество тектонических пластин в верхней структурной единице может достигать 5—6 или даже более. Взаимоотношения этих пластин и их мощность, обычно измеряемая первыми сотнями метров, может сильно варьировать от места к месту, отражая процесс очень неравномерного скупивания горных масс. На этом фоне резко выделяется своей выдержанностью и мощностью (1—2 км) пластина (или сближенные пластины) океанической коры (см. рис. 3), состоящая из серпентинитов, неизмененных ультрабазитов, габбро и серпентинитового меланжа, в составе которого кроме ультраосновных пород участвуют фрагменты известняков, кремнистых пород, туфов и лав. В строении этой пластины нередко отмечаются элементы первичной ненарушенной структуры океанической коры, в частности, ее расслоение на серпентинитовую (верхнюю) и гарцбургитовую (нижнюю) части. Это установлено, например, в глубоких скважинах на нефтепромысловых площадях Тарара, Санта-Мария, и Бока-де-Сиега. Как правило, эта пластина тектонически перекрывает (между ними часто отмечаются тонкие чешуи, сложенные молассами кампана — маастрихта) столь же мощные (500—600 м) пластины, образованные эффузивно-туфовой меловой свитой Тобас, как бы демонстрируя опрокинутую последовательность океанической коры и эвгеосинклинальных напластований. Такие взаимоотношения мощных тектонических пластин ультраосновных и эффузивно-туфовых пород очень характерны для северной части провинции Гавана и отмечаются как в разрезах глубоких скважин на многих нефтепромысловых площадях (Тарара, Санта-Мария, Гуанабо, Бока-де-Сиега), так и на поверхности (в районе Лома Кока к югу от Кампо Флорида или на Лома-де-Калиндо западнее пос. Караль Нуэбо).

в) Все тектонические покровы верхней структурной единицы (вместе с покровами нижней структурной единицы) смяты в пологие антиформы и синформы и разорваны продольными (субширотными) взбросами и

поперечными (субмеридиональными) сдвигами и сбросо-сдвигами на тектонические блоки разных размеров, испытавшие в позднегеретичное и четвертичное время тектонические перемещения. Наиболее крупными являются антиформа Бакураана — Крус Верде и антиформа Канаси — Сан-Адреан. В ядре первой из них произошло нагнетание пластичного серпентинитового материала, что обусловило резкое возрастание мощности серпентинитов и серпентинитового меланжа (свыше 2 км по данным скважин<sup>2</sup>) и обилие мелких протрузий, прорывающих молассы кампан — маастрихта; в ядре второй, более глубоко эродированной, вероятно, обнажается параавтохтонный комплекс нижней структурной единицы, прорванный гипсовыми диапирами в районе Сан-Адреан.

г) Покровообразование при формировании верхней структурной единицы происходило, по-видимому, в приповерхностных условиях. Указанием на это может служить очень слабое развитие олистостром в верхней структурной единице и, напротив, сильное проявление подшарьяжных деформаций в виде мелких лежащих складок и других очень напряженных дислокаций со следами тектонического раздавливания и брекчирования. Подобные деформации, например, прекрасно выражены в породах кампан-маастрихтской свиты Виа Бланка в районе между Хибаккоа и Канаси и в породах нижнеэоценовой свиты Капдевила в районе Кайяхабус.

О внутреннем строении нижней структурной единицы имеется пока мало данных, поскольку наши знания ограничены здесь исключительно материалами глубокого бурения в пределах нефтегазопоисковых площадей на северном побережье Кубы. Поэтому важную роль для правильного понимания и расшифровки внутреннего строения нижней структурной единицы в провинции Гавана может сыграть сравнительный материал по северным районам провинции Пинар-дель-Рио, где по существу та же структурная единица (может быть, с небольшими отклонениями в формационном составе некоторых толщ) хорошо обнажена и доступна для изучения на больших пространствах.

Основываясь на всех имеющихся данных (прямых и косвенных), мы можем прийти к выводу о том, что нижняя структурная единица на севере провинции Гавана и Матансас состоит из нескольких тектонических пластин или чешуй, надвинутых одна на другую и образованных карбонатными, обломочно-карбонатными и терригенно-карбонатными формациями верхней юры, нижнего и верхнего мела и низов палеогена. Данные глубокого бурения на нефтегазопоисковых площадях Бока-де-Харуко и Варадеро доказано существование по крайней мере двух-трех таких пластин или чешуй. Однако можно думать, что их, вероятно, больше, если опираться на сравнение со структурой северной части провинции Пинар-дель-Рио.

Из всего приведенного материала с полной очевидностью вытекает вывод о том, что структурно-формационная зональность в северной части провинций Гавана и Матансас полностью определяется взаимоотношениями и пространственным размещением выходов на дневную поверхность нижней и верхней структурной единиц. Ясны и причины столь прихотливой и извилистой границы эв- и миогеосинклинальных зон на севере провинций Гавана и Матансас, поскольку эта граница является здесь выходом на поверхность главной граничной шарьяжной поверхности, разделяющей нижнюю и верхнюю структурные единицы, которые относятся соответственно к образованиям северной миогеосинклинальной и южной эвгеосинклинальной зон Кубы.

<sup>2</sup> В этом отношении особенно показательна скважина Басилио-1, пробуренная юго-западнее города Санта-Крус-дель-Норте и приуроченная к ядерной части одной из антиформ в пределах антиклиналя Гавана — Матансас. Она прошла более 3500 м по серпентинитовому меланжу, включающему глыбы габброидов, гарцбургитов, лерцоцитов, диабазов, кремней, туфов и кремнистых известняков.

**ПОКРОВНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА  
ГОР СЬЕРРА-ДЕЛЬ-РОСАРИО  
НА СЕВЕРЕ ПРОВИНЦИИ ПИНАР-ДЕЛЬ-РИО**

Современные представления о тектонической структуре гор Сьерра-дель-Росарио в последние годы получили совершенно новое освещение в результате геолого-съёмочных работ, проведенных в этом регионе геологами Академии наук ПНР и отраженных на составленной ими очень детальной и структурной геологической карте. В свете этих новых данных горы Сьерра-дель-Росарио предстают как сложное покровно-складчатое сооружение, в строении которого участвуют комплексы пород всех трех главных структурно-формационных зон Кубы. При этом здесь очень широко развиты олистостромы разных типов, которые вместе с тектоническими покровами были охвачены позднейшими складчатыми и глыбовыми деформациями и поэтому хорошо вписываются в общую структурную картину региона.

Согласно данным А. Пшулковского (Pszczolkowski, 1977<sub>2</sub>), который показал различия в стратиграфических и формационных разрезах отложений, слагающих тектонические пластины на севере, в центральной части и на юге гор Сьерра-дель-Росарио, оказывается возможным объединить все множество шарьяжей и чешуй в четыре основные структурные единицы. В каждой из этих единиц группируются тектонические пластины, образованные сходными в стратиграфическом и формационном отношениях комплексами пород и характеризующиеся одинаковой направленностью тектонических перемещений (рис. 4).

На самом севере гор Сьерра-дель-Росарио в районе Баиа Онда развита одноименная структурная единица, образованная мощными тектоническими пластинами (мощностью в сотни метров), состоящими из пород океанической коры и эвгеосинклинальных комплексов. В современной структуре гор Сьерра-дель-Росарио эта структурная единица занимает самое высокое «стратиграфическое» положение. Все слагающие ее тектонические пластины наклонены в северных румбах и по отношению пологим тектоническим контактам (25—35°) перекрывают более южную структурную единицу Киньенес. Внутреннее строение структурной единицы Баиа Онда характеризуется той же опрокинутой последовательностью эвгеосинклинальных напластований и океанической коры, которую мы уже отмечали выше для верхней структурной единицы провинции Гавана. Наиболее нижние пластины образованы коричневыми и грязно-зелеными скорлуповатыми туфами и туффитами основного состава, перемежающимися с горизонтами основных и средних лав, пачками черных и красно-коричневых кремнистых сланцев и тонкоплитчатых серых и черных известняков, т. е. комплексом пород, типичным для верхней части меловой свиты Тобас из южной эвгеосинклинальной структурно-формационной зоны Кубы.

Более верхние пластины образованы габбро и микрогаббро, а затем ультрабазитами, в том числе крупными массивами серпентинитов, тектонизированных и меланжированных (рис. 5). Наконец, самая верхняя пластина состоит из нижнеэоценовых флишеподобных моласс (глины, мергелистые глины, алевролиты, полимиктовые гравийные песчаники и мелкогалечные конгломераты с гранитной и эффузивной галькой), свойственных наложенным молассовым бассейнам Центральной и Южной Кубы.

Следующая к югу и более нижняя по разрезу структурная единица Киньенес по составу пород, участвующих в строении тектонических пластин, относится к многоэосинклинальному типу. По данным А. Пшулковского, здесь представлены преимущественно карбонатные породы, относящиеся к трем согласно пластующимся свитам: 1) свита Лукас (верхи готерива — нижний баррем) — тонкослоистые микритовые извест-



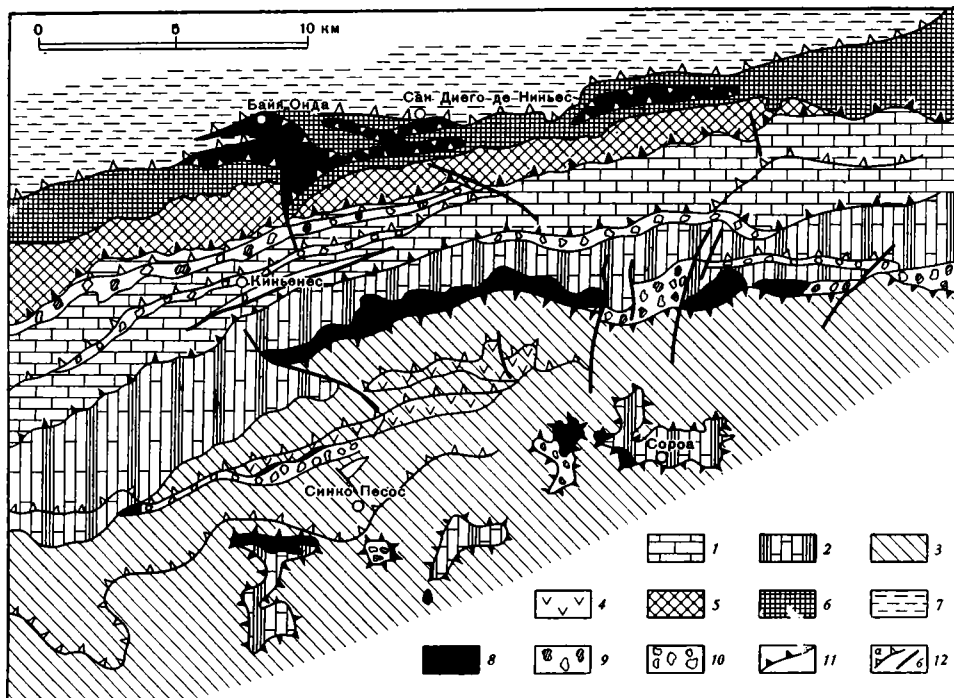


Рис. 4. Структурная схема гор Сьерра-дель-Росарио. Составлена А. А. Моссаковским на основе геологической карты геологов Польской Академии наук (Pszczółkowski, 1972) с дополнениями и исправлениями по материалам собственных наблюдений

1 — структурная единица Киньёнес; 2 — структурная единица осевой части хребта; 3 — структурная единица Синко Песос; 4 — пачки диабазов в той же единице; 5—7 — структурная единица Баиа Онда (5 — вулканогенно-осадочные породы эвгеосинклинального комплекса нижнего — верхнего мела, 6 — габбро и микрогаббро, 7 — флише-подобные молассы нижнего эоцена); 8 — ультраосновные породы и серпентинитовый меланж; 9 — поликомпонентные олистостромы; 10 — однокомпонентные известняковые олистостромы; 11 — выходы главных шарьяжных поверхностей, разграничивающих структурные единицы; 12 — выходы шарьяжных поверхностей, разделяющих тектонические пластины внутри структурных единиц (а) и поперечные взбросы и взбросо-сдвиги (б)

няки с прослоями карбонатных сланцев и включениями кремней, мощность до 200 м, многочисленные радиоларии; 2) свита Сьерра-Асул (апт — кампан) — грубослоистые известняки, мергелистые известняки, карбонатные брекчии с кремнями, в низах прослой кремнистых сланцев, мощность 600 м; 3) свита Гуахайбон (маастрихт) — массивные микритовые, детритусовые и оолитовые известняки до 500 м мощности с бентосными и планктонными фораминиферами, пеллециподами, кораллами.

По нашим наблюдениям, завершает разрез олистостромовая толща, представленная зелено-серыми песчанистыми алевролитами в верхней части и мергелистыми алевролитами в нижней, в которых рассеяны фрагменты (олистолиты), состоящие из различных известняков (кремовых, серых, светло-серых, черных, массивных, часто рассланцованных, иногда содержащих фауну кампан-маастрихтского возраста), а также обломки кремней, черных и красно-коричневых, полосчатых, туфогенных песчаников мелко- и среднезернистых. Размер фрагментов известняков колеблется от 1,5 м до 3—4 см, кремней — максимально 15—20 см. Иногда встречаются крупные олистолиты в сотни метров длиной и десятки метров шириной, сложенные карбонатными брекчиями с кремнями.

В целом в формационном и возрастном отношении комплекс пород

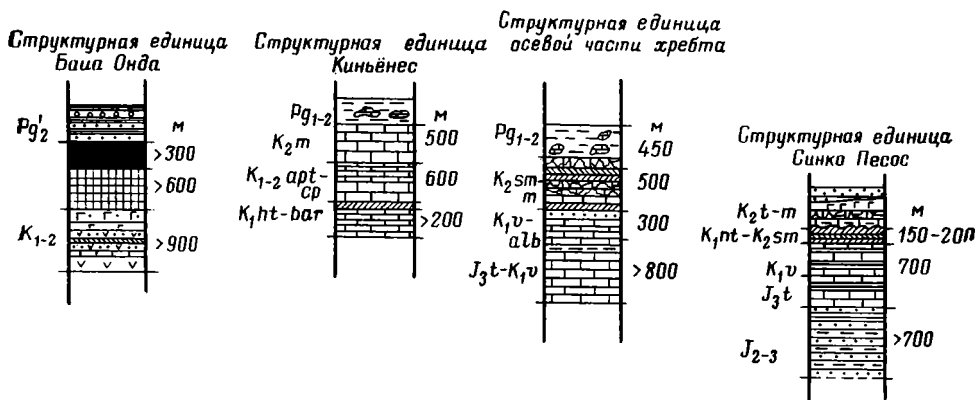


Рис. 5. Сводные стратиграфо-формационные разрезы структурных единиц гор Сьерра-дель-Росарио (усл. обозн. см. на рис. 2)

структурной единицы Киньёнес очень похож на разрез северной миогеосинклинальной структурно-формационной зоны Кубы, в частности на разрез зоны Ремедиос на севере провинции Лас-Вильяс.

В строении структурной единицы Киньёнес участвует не менее трех тектонических пластин, каждая из которых подстилается олистостромовой толщей. Вместе с тем важно отметить, что состав олистолитов в олистостромовых толщах в кровле структурной единицы и в ее средней части различный — в кровле он полимиктовый, во внутренних частях мономиктовый, исключительно известняковый.

Расположенная южнее осевая тектоническая единица гор Сьерра-дель-Росарио занимает наиболее низкое структурное положение по сравнению со всеми остальными структурными единицами рассматриваемой области (рис. 6). Ее стратиграфический разрез, по данным А. Пшулковского, следующий:

наиболее нижние горизонты видимого разреза представлены свитой Артемиса (титон — валанжин) — серые слоистые известняки с аммонитами и аптихами, которые вверх по разрезу переходят в свиту Польер (валанжин — апт по аммонитам и радиоляриям), сложенную радиоляриевыми пелагическими известняками с прослоями песчаников и карбонатных сланцев, переслаивание которых в верхах свиты приобретает флишевый характер, мощность свиты около 300 м;

верхняя часть разреза — свита Буэновиста (апт — маастрихт) состоит из кремнистых и карбонатно-кремнистых сланцев, чередующихся с пачками мергелистых известняков или карбонатно-кремнистых брекчий, а также с прослоями турбидитовых песчаников, реже дацитовых туффов и туфитов, мощность свиты достигает 400—500 м.

Венчается разрез структурной единицы осевой части хребта мощной (до 400 м) олистостромовой толщей. Эта единая, по нашему мнению, толща относится польскими геологами в одних местах к свите Буэновиста (кампан-маастрихтского возраста), в других — к свите Каскаракихара (палеогенового возраста).

Восточнее пос. Москас олистостромовая толща имеет ярко выраженный поликомпонентный состав. Здесь в зеленовато-буром мелкозернистом полимиктовом песчаном цементе рассеяны разновеликие (от первых сантиметров до 2—3 м) глыбы серпентинитов, серых и кремневых известняков, грубозернистых песчаников, порфиритов и кремнистых сланцев. Западнее пос. Москас в олистостроме преобладают фрагменты различных известняков (черных, серых, светло-серых, кремневых слоистых), кремнистых сланцев, известняковых и кремнисто-известняковых брек-

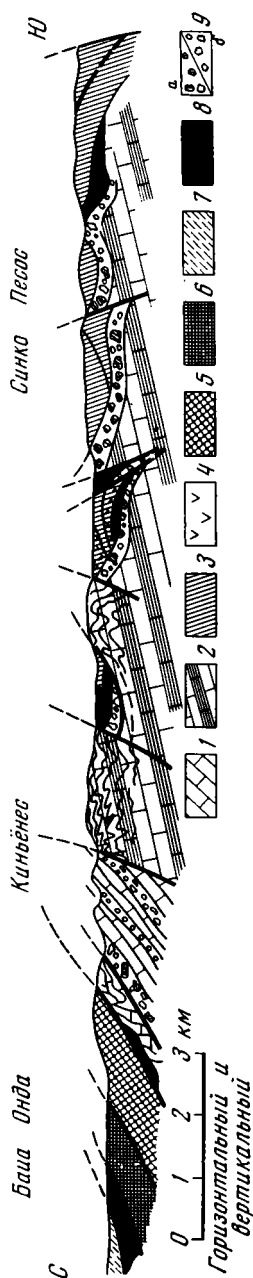


Рис. 6. Структурно-геологический разрез гор Сьерра-дель-Росарио. 1 — структурная единица Киньёнес; 2 — структурная единица осевой части хребта; 3 — структурная единица Синко Песос; 4 — пачки диабазов в ее составе; 5—7 — структурная единица Баиа Онда (5 — вулканогенно-осадочный эвгеосинклинальный комплекс, 6 — габброиды, 7 — флишеподобные молассы), 8 — ультраосновные породы и серпентинитовый меланж; 9 — олистоостромы (а — поли-компонентные, б — однокомпонентные)

чий. Во фрагментах известняков и в виде самостоятельных обломков присутствует много переотложенных остатков рудистов и крупных орбитоидов кампан-мастрихтского возраста. Существуют указания о находках в цементе палеогеновых фораминифер (Khudoley, Meyerhoff, 1971).

Разрез структурной единицы осевой части хребта чрезвычайно напоминает разрез зоны Пласетас на севере провинции Лас-Вильяс. И там, и тут развит резко сокращенный по мощности и существенно кремнистый разрез верхов нижнего и низов верхнего мела.

Структурная единица осевой части хребта на севере по положению тектоническому контакту, к которому приурочены тела серпентинитового меланжа, перекрывается шарьяжными пластинами структурной единицы Киньёнес, а на юге — полого уходит под структурную единицу Синко Песос. Тектонический контакт между ними наклонен на юг под углами  $15-20^\circ$  (см. рис. 6).

Тот факт, что структурная единица осевой части хребта подстилает структурную единицу Синко Песос в пределах всей южной части хр. Сьерра-дель-Росарио, подтверждается ее выходами в целом ряде тектонических окон в поле развития пород структурной единицы Синко Песос. Наиболее крупное из таких тектонических окон расположено в районе Сороа.

Самая южная структурная единица Синко Песос образована породами четырех согласно пластующихся в нормальном разрезе свит — Сан-Каэтано, Артемиса, Франциско и Буэновиста, участвующих в строении нескольких тектонических пластин (Pszczólkowski, 1971, 1976, 1977).

Свита Сан-Каэтано (средняя — верхняя юра, до нижнего оксфорда включительно) состоит из песчаников (кварцевых и граувакковых), алевролитов и сланцев, образующих часто флишеидное переслаивание. Видимая

мощность 700—800 м. Свита Франциско (средний оксфорд) представляет собой маломощный горизонт (25 м) глинистых сланцев, известняков, иногда песчаников с аммонитами. Свита Артемиса (верхний оксфорд — валанжин, возможно, и готерив) — слоистые микритовые известняки с прослоями сланцев и кремней, содержащих радиолярии, аптихи и аммониты. Мощность около 400 м. Свита Буэновиста — кремни с прослоями красных сланцев и известняков (готерив — сеноман), выше которых располагается комплекс известняков с кремнями, диабазов, вулканогенных брекчий и туфов, мергелистых известняков, граувакк и полимиктовых песчаников (турон — маастрихт?)

Судя по появлению в составе меловых отложений наряду с кремнистыми и карбонатными породами вулканогенных пород основного состава, породы структурной единицы Синко Песос относятся к переходным разрезам между миегеосинклинальной и эвгеосинклинальной зонами, т. е. относятся к типу миктогеосинклиналей Ю. М. Пушаровского (1972).

Таким образом, покровно-шарьяжной структуре гор Сьерра-дель-Росарио свойственна следующая последовательность структурных единиц снизу вверх.

1. Структурная единица осевой части хребта, вскрывающаяся в ядре антиформы Сьерра-дель-Росарио — автохтон или параавтохтон.

2. Структурная единица Киньёнес, образованная пакетом тектонических пластин, падающих на север и слагающих северное крыло главной антиформы Сьерра-дель-Росарио.

3. Структурная единица Синко Песос, образованная пакетом тектонических покровов, наклоненных на юг и слагающих южное крыло главной антиформы Сьерра-дель-Росарио.

4. Структурная единица Баиа Онда, представленная пакетом тектонических покровов, перемещенных с юга на север через все перечисленные структурные единицы, и слагающая крупную синформу в районе города Баиа Онда на северном побережье Кубы.

Первые две структурные единицы по формационному типу участвующих в их строении комплексов пород и их сравнении с соответствующими комплексами различных структурно-формационных зон провинции Лас-Вильяс относятся к миегеосинклинальной зоне Северной Кубы. При этом породы более верхней единицы (Киньёнес), по-видимому, формировались севернее по сравнению с породами более нижней единицы (рис. 7).

Третья и четвертая структурные единицы могут рассматриваться как типично эвгеосинклинальные (единица Баиа Онда) или как переходные между мие- и эвгеосинклинальными, т. е. миктогеосинклинальные (единица Синко Песос). Не вызывает сомнения, что первоначально, до тектонического сжатия, обе они располагались южнее двух первых структурных единиц. При этом самое южное положение занимали породы, относящиеся к единице Баиа Онда и представленные дислоцированными вулканитами и кремнями эвгеосинклиналей и ультраосновными породами и габбро — фрагментами океанической коры.

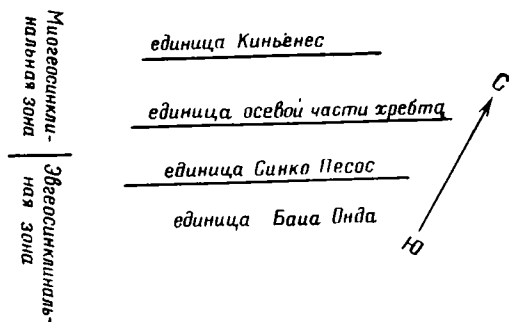


Рис. 7. Реконструкция первоначальной (дошарьяжной) позиции разрезов разных структурных единиц гор Сьерра-дель-Росарио

## МОЛАССЫ И ОЛИСТОСТРОМЫ КУБЫ, ИХ ВОЗРАСТ, ТИП, ПРОСТРАНСТВЕННАЯ И СТРУКТУРНАЯ ЛОКАЛИЗАЦИЯ

В Западной и Центральной Кубе области формирования моласс и области формирования олистостром четко разграничены, хотя время образования моласс и олистостром частично совпадает. Первые накапливались на юге — в эвгеосинклинальной зоне, вторые на севере — в миогеосинклинальной. В тех же случаях, когда они встречаются совместно, это всегда является результатом вторичного (постседиментационного) тектонического перераспределения и совмещения первично-разобщенных формационных комплексов, образовавшихся в принципиально различных условиях.

**Молассы.** Настоящие молассы на Кубе развиты только в эвгеосинклинальной зоне, где они совместно с другими формациями (карбонатными, флишоидными, терригенными и др.) заполняют так называемые наложенные бассейны. Первые молассы образовались в кампане и раннем маастрихте, фиксируя момент складчатости и структурной перестройки в эвгеосинклинали, а затем их образование периодически возобновлялось в раннем и среднем эоцене, а также в олигоцене, отражая последующие процессы локального горообразования.

К категории моласс на Кубе следует относить комплекс терригенных конгломерато-песчаных и песчано-алевролитовых отложений, которые характеризуются полимиктовым (часто вулканомиктовым) составом обломочного материала, происходящим из местных источников и отличающимся плохой сортировкой. Они накапливались в прибрежно-морской или континентальной аллювиально-пролювиальной обстановке, о чем свидетельствуют разнообразные текстурные и структурные признаки. В структурном и геоморфологическом отношении области накопления моласс представляли собой межгорные или асимметричные предгорные бассейны седиментации, наложившиеся на складчатый эвгеосинклинальный субстрат. Существенно вулканогенный и вулканогенно-кремнистый состав пород этого субстрата и определяет доминирующую роль в составе обломочного материала моласс различных эффузивных пород — базальтов, андезитовых порфиритов, лавовых брекчий, кремней, диабазов, туфов.

Типичными примерами моласс служат кампан-маастрихтские свиты Сан-Хуан (во впадине Лос-Паласиос), Виа Бланка (в провинции Гавана), Сан-Педро и Гуанаха (во впадинах Сьенфуэгос и Санто-Доминго в провинции Лас-Вильяс), нижнеэоценовая свита Капдевила, среднеэоценовая свита Бахиба и верхнеэоценовая — олигоценая свита Кондадо (последние в провинции Лас-Вильяс).

В северной миогеосинклинальной зоне Западной и Центральной Кубы настоящих моласс нет. Все известные здесь толщи молассового типа (свиты Виа Бланка и Капдевила) на поверхности представляют собой аллохтонные образования, тектонически перемещенные в миогеосинклиналь с юга из эвгеосинклинали. Отнесение же к молассам, как это делают некоторые исследователи, карбонатных брекчий типа брекчий Сагуа неправильно, так как подобные брекчий формировались в условиях погружающихся бассейнов и ни в коей мере не были связаны с процессами горообразования или складчатости.

В отличие от олистостром, характеризующихся хаотическим строением и резким контрастом между грубостью и крупной размерностью олистолитов и тонкозернистостью хорошо отсортированного алевролитоглинисто-мергелистого цемента, молассы обладают линзовидно-стратифицированным, а часто и ритмичным флишоидным строением. Полимиктовый состав обломочного материала в молассах в равной мере свойствен как сгруженному галечному или гравийному материалу, так и относительно тонкозернистому песчаному или алевролитовому компонентам.

В верхнемеловых и третичных молассах Кубы в составе обломочного материала резко преобладают (до 80—90%) обломки эффузивных пород — порфириды, туфы, а также кремни. Известняки, песчаники и серпентиниты занимают подчиненное положение. Особенно важно подчеркнуть незначительное содержание серпентинитовых обломков в кампан-маастрихтских молассах формации Виа Бланка, причем даже в тех случаях, когда эти молассы, казалось бы, непосредственно контактируют с пластинами серпентинитов. Это можно объяснить только последующим тектоническим совмещением моласс и пластин серпентинитов в процессе более позднего шарьяжеобразования, как это имеет место в провинции Гавана. В противном случае молассы должны были состоять преимущественно из серпентинитов, чего на самом деле нет.

В нижнеэоценовых и более молодых молассах на Кубе часто присутствуют (иногда в значительном количестве) кварц и обломки гранитоидов, тогда как в кампан-маастрихтских молассах эти компоненты, как правило, отсутствуют. Это связано с тем, что главные гранитоидные (плагиигранитные) интрузии в эвгеосинклинальной зоне Западной и Центральной Кубы внедрились в послемаастрихтское время.

Важной особенностью рассматриваемых моласс является их тесная связь по латерали и вертикали с морскими карбонатными, рифогенно-известняковыми, обломочно-известняковыми и флишоидными толщами, которые перемежаются с молассами в наложенных бассейнах эвгеосинклинальной зоны и замещают их по латерали в северной миогеосинклинальной зоне. Такие взаимоотношения типичны для нижних моласс складчатых геосинклинальных областей в самых разных частях нашей планеты, и, следовательно, все верхнемеловые и третичные молассы Кубы должны быть отнесены к этой же категории нижних моласс. Верхних моласс на Кубе нет, так как Куба и окружающие ее регионы, которым свойственна перемежаемость участков океанической и континентальной коры, не достигли еще той стадии тектонического развития, когда на обширных материковых пространствах в континентальных условиях формируются верхние молассы.

**Олистостромы.** Установлено, что олистостромы в Западной и Центральной Кубе развиты в основном в северной миогеосинклинальной зоне, складчатые деформации в которой, как давно выяснено, имеют послесреднеэоценовый возраст. Особенно широко и разнообразно они представлены в горных системах Сьерра-де-лос-Органос и Сьерра-дель-Росарио в провинции Пинар-дель-Рио и в зоне Пласетас в провинции Лас-Вильяс. Данные глубоких параметрических скважин показывают, что олистостромы развиты и в миогеосинклинальной зоне на севере провинций Гавана и Матансас.

Возраст подавляющей массы олистостром — ранний эоцен (свиты Монакос и Бьеха в провинции Пинар-дель-Рио, свиты Вега Альта и Сагуа (?) в провинции Лас-Вильяс), местами, возможно, средний эоцен, хотя существуют указания польских геологов (Pszczółkowski, 1971) о более древнем — палеоэоценовом (свита Какарахикара) и даже кампан-маастрихтском (некоторые толщи в свите Буэновиста) возрасте олистостром гор Сьерра-дель-Росарио. Однако эти последние данные требуют проверки, так как олистостромы свит Какарахикара и Буэновиста занимают стратиграфическое и структурное положение, совершенно идентичное с позицией доказанных нижнеэоценовых олистостром.

В южной эвгеосинклинальной зоне Западной и Центральной Кубы, складчатые деформации в которой имеют предкампанский возраст, олистостромы очень редки. В докампанской части стратиграфического разреза этой зоны они вообще отсутствуют; во всяком случае нам не удалось найти следов их присутствия. В то же время в кампан-маастрихтской и эоценовой частях разреза наложенных бассейнов толщи олисто-

стромового облика как будто иногда встречаются, но развиты они очень ограниченно.

К ним могут быть отнесены, например, обвальное-глибовые образования нижнеэоценовой свиты Тагуаска в наложенном бассейне Кабаихуанн по северо-восточной периферии массива Эскамбрай (Kantchev et al., 1975).

Однако детально изучить эти толщи олистостромового облика в наложенных бассейнах провинции Лас-Вильяс нам не удалось, и поэтому уверенности в том, что это действительно олистостромы, а не тектонические брекчии, или какие-нибудь иные образования, у нас нет. Это важный вопрос, требующий тщательного изучения в будущем.

Тем не менее и уже имеющиеся материалы позволяют говорить о том, что формирование олистостром и, следовательно, процессы шарьяжеобразования наибольшей интенсивности достигали в северной миогеосинклинальной зоне Западной и Центральной Кубы, где они имели место до складчатости — в раннем — среднем эоцене, возможно, в палеоцене и кампане и маастрихте и, таким образом, предшествовали мола-сообразованию.

В южной эвгеосинклинальной зоне эти процессы, если и происходили, то не были столь интенсивными, и, что особенно важно, происходили в послескладчатый период ее развития.

Изучение олистостром в горах Сьерра-де-лос-Органос и Сьерра-дель-Росарио в провинции Пинар-дель-Рио, т. е. там, где они особенно широко и разнообразно представлены, показало, что среди них по литологическим признакам могут быть выделены следующие типы.

а) Однокомпонентные известняковые олистостромы, в которых погруженные в алевролитовый цемент глыбы и фрагменты представлены в основном исключительно известняками (юрскими и нижнемеловыми). Примерами могут служить олистостромы свиты Бьеха в районе к северу от Асиенда-де-Американо по шоссе между Ла-Пальмой и Геррадурой.

б) Двухкомпонентные известняково-офиолитовые олистостромы, в которых погруженные в алевролитовый цемент глыбы и фрагменты состоят из юрских и нижнемеловых известняков и офиолитов (обычно серпентинитов, иногда габбро). Примером этого типа являются наиболее распространенные олистостромы свиты Монакос.

в) Поликомпонентные олистостромы, в которых погруженные в алевролитовый цемент фрагменты и глыбы имеют разнообразный состав и обычно представлены полным набором пород эвгеосинклинальной серии: серпентиниты, габбро, разнообразные порфириты, вулканические брекчии, туфы, кремнистые породы и фрагменты пачек их переслаивания, разнообразные известняки, песчаники, в единичных случаях встречаются даже гранитоиды. Этот тип олистостром развит в свите Буэновиста.

Для олистостром всех типов характерны ярко выраженные следы раздавливания, расщепления алевролитового цемента и будинаж мелких олистолитов. Крупные олистолиты, как правило, сохраняют свою текстуру без изменений.

Состав фрагментов и глыб в разных типах олистостром отражает литологический состав пород тех тектонических покровов, перед фронтом которых соответствующие олистостромы формировались. Очевидно, что (см. рис. 6) однокомпонентные известняковые и двухкомпонентные известняково-офиолитовые олистостромы формировались в условиях горизонтальных перемещений тектонических аллохтонных пластин существенно карбонатного состава, а поликомпонентные — перед тектоническими пластинами пород эвгеосинклинального разреза.

## О НАПРАВЛЕНИИ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ДВИЖЕНИЙ ГОРНЫХ МАСС ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПОКРОВНОЙ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОЙ И СЕВЕРНОЙ КУБЫ

Если проанализировать структурную позицию различных типов олистостром в горах Сьерра-дель-Росарио и Сьерра-де-лос-Органос (см. рис. 4, 6), то обнаружится, что одно- и двухкомпонентные существенно известняковые олистостромы приурочены к тектоническим пластинам двух нижних структурных единиц — Киньёнес и осевой части хребта, образованных юрско-нижнемеловыми миогеосинклинальными комплексами, а поликомпонентные олистостромы подстилают тектонические покровы верхних структурных единиц — Синко Песос и Баиа Онда, сложенных эвгеосинклинальными и переходными между эв- и миогеосинклинальными комплексами. Следовательно, со структурной точки зрения мало вероятно, чтобы поликомпонентные олистостромы, участвующие в строении верхних (по логике вещей наиболее молодых) тектонических пластин были древнее одно- и двухкомпонентных олистостром, располагающихся под нижними пластинами. Это еще один довод против кампан-маастрихтского возраста олистостром свиты Буэновиста в горах Сьерра-дель-Росарио, устанавливаемого исключительно на основании переотложенной фауны, собранной из известняковых фрагментов и олистолитов, а не из цементирующей песчано-глинистой матрицы.

Если это так, и однокомпонентные и поликомпонентные олистостромы в горах Сьерра-дель-Росарио имеют одинаковый или почти одинаковый палеоцен (?) — ранее- и среднеэоценовый возраст, причем вторые по крайней мере не древнее, а, вероятно, несколько моложе первых, то, основываясь на их разном составе и различной структурной приуроченности, нетрудно прийти к выводу о том, что образование покровно-шарьяжной структуры гор Сьерра-дель-Росарио не укладывается в один простой акт. На самом деле этот процесс распадался по меньшей мере на два этапа (хотя оба они, видимо, не выходили за пределы палеоцена — раннего и среднего эоцена): сначала образовалась покровная структура в собственно миогеосинклинальной зоне, точнее, в южной краевой части миогеосинклинали (первый этап), а потом, геологически очень быстро, только что образовавшаяся шарьяжная структура миогеосинклинали (структурные единицы осевой части хребта и Киньёнес) была в свою очередь перекрыта тектоническими покровами, перемещенными из зоны, переходной между мио- и эвгеосинклиналями, и из эвгеосинклинальной складчатой зоны (второй этап). Тектонические покровы второго этапа образованы ниже-верхнемеловыми породами складчатого эвгеосинклинального комплекса, отторженцами кампан-среднеэоценовых разрезов наложенных молассовых бассейнов и, что особенно важно, крупными фрагментами комплексов пород глубоких горизонтов океанической коры — различными ультраосновными породами и габброидами.

И лишь после этого многоярусная покровно-шарьяжная структура гор Сьерра-дель-Росарио была смята в крупные складки субширотного северо-восточного простирания, примером которых служит главная антиформа Сьерра-дель-Росарио.

Сравнивая стратиграфические разрезы рассмотренных выше структурных единиц гор Сьерра-дель-Росарио, возникших соответственно в первый и второй этапы формирования их покровной структуры, и реконструируя первоначальное (конседиментационное, дошарьяжное) их взаимное расположение (см. рис. 7), можно убедиться в том, что направление движения горных масс в процессе разных этапов образования шарьяжей было различным.



Для первого этапа шарьирования четко намечается движение масс горных пород с севера на юг, которое подтверждается надвиганием пород структурной единицы Киньёнес на породы структурной единицы осевой части хребта. Как показывает сравнение разрезов этих структурных единиц с разрезами структурно-формационных зон провинции Лас-Вильяс, разрез единицы Киньёнес практически идентичен разрезу зоны Ремедиус, т. е. он первоначально находился севернее разреза единицы осевой части хребта, который аналогичен разрезу зоны Пласетас. Последняя в автохтонном положении всегда располагается южнее зоны Ремедиус. В формационном отношении это находит свое выражение в большем стратиграфическом объеме карбонатного комплекса в структурной единице Киньёнес (как и в зоне Ремедиус), отвечающему здесь (в горах Сьерра-Асул и Пан-де-Гуахаибон) возрастному интервалу верхней юры — турон, а местами и кампан включительно, против верхнеюрско-альбского возраста карбонатного комплекса в структурной единице осевой части хребта. Верхнемеловой интервал разреза в ней, как и в зоне Пласетас провинции Лас-Вильяс, представлен мало-мощной глубокоководной кремнисто-терригенной формацией.

Во время второго этапа шарьирования движения масс горных пород сменилось на противоположное — с юга на север, причем сначала были надвинуты породы переходной между мио- и эвгеосинклинальным комплексами (структурная единица Синко Песос), затем пришли офиолитовые покровы и на их «плечах» последними были надвинуты тектонические пластины, состоящие из фрагментов разрезов наложенных молассовых бассейнов складчатой эвгеосинклинальной зоны.

Имеются все основания думать, что такая четко выраженная и закономерная двухэтапная картина формирования покровной структуры с разным направлением движения масс, установленная в горах Сьерра-дель-Росарио, была свойственна и другим как более западным, так и более восточным районам Кубы, в частности провинциям Гавана и Матансас, где данные глубокого бурения подтверждают наличие под верхними тектоническими покровами серпентинитов, габбро и вулканитов эвгеосинклинального типа нижних тектонических покровов, сложенных исключительно карбонатными породами миогеосинклинали.

В заключение хочется обратить внимание на очень характерную последовательность пород океанической коры в покровной структуре гор Сьерра-дель-Росарио и провинций Гавана и Матансас. Как можно было видеть на рис. 4 и 5, самое нижнее положение в пакете тектонических пластин верхней структурной единицы Бана Онда занимают вулканогенно-осадочные образования мелового возраста, которые выше по разрезу сменяются мощными тектоническими пластинами, состоящими из микрогаббро и габбро, а ультраосновные породы (гарцбургиты, лерцолиты, дуниты, серпентиниты) в этом ряду занимают наиболее высокое «стратиграфическое» положение. Выше уже отмечалось, что совершенно такая же последовательность пород свойственна тектоническим пластинам верхней структурной единицы в провинции Гавана. Следовательно, это явление не случайное. Оно отражает особенности механизма формирования покровной структуры Северной Кубы.

Столь распространенная опрокинутая последовательность в залегании различных типов пород офиолитового комплекса может служить указанием на то, что формирование покровной структуры на втором этапе с участием пород эвгеосинклинали и глубоких частей океанической коры шло по пути образования гигантских лежащих складок и последующего их перекатывания на подобие гусеницы трактора. Крылья этих складок при нарушении их сплошности трансформировались в шарьяжные тектонические пластины с опрокинутой последовательностью (лежащие крылья) или нормальной последовательностью (висячие крылья). Подобный механизм образования офиолитовых покровов

недавно был прекрасно показан и раскрыт А. С. Перфильевым (1977) на примере складчатых сооружений Урала и Тянь-Шаня.

Вероятно, корни этих гигантских лежачих складок и возникших из них офиолитовых покровов следует искать в зоне сочленения мио- и эвгеосинклинальных зон, откуда в условиях пододвигания континентальной Багамской плиты под эвгеосинклинальную складчатую зону Центральной и Южной Кубы и нараставшего в связи с этим сжатия эти гигантские складки были выжаты, перемещены на север и надвинуты на Северо-Кубинскую миеосинклиналь.

Подобный механизм покровообразования типичен для краевых офиолитовых аллохтонов в самых разных частях мира (Руженцев, 1976), и в этом отношении Куба не представляет собой исключения.

В заключение нам хочется поблагодарить за внимание, помощь и содействие в работе наших кубинских коллег Л. Монтеро, Х. Иппарагири, Р. Сокуро, Г. Фурасола-Бермудес, Р. Кабрера, Г. Лопес и Р. Флорес, а также советских специалистов, работавших одновременно с нами на Кубе, В. С. Шенна, В. А. Басова и С. Ю. Банковского.

### Литература

- Борукаев Ч. Б.* Общий анализ структурных рисунков Кубы.— Геотектоника, 1976, № 3.
- Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М., «Наука», 1975.
- Леонов М. Г.* О разрушении фронтальной части надвигов.— Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 3.
- Перфильев А. С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. Автореф. док. дис., Геологический ин-т АН СССР, М., 1977.
- Пуцаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М.* Тектоническая карта Кубы м-ба 1 : 1 250 000 Академия наук СССР, Академия наук Кубы. М., ГУГК, 1966.
- Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М.* Тектоническая карта Кубы м-ба 1 : 1 250 000.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., «Наука», 1967.
- Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны. М., «Наука», 1976.
- Сомин М. Л., Мильян Г.* Некоторые черты структуры мезозойских метаморфических толщ Кубы.— Геотектоника, 1974, № 5.
- Сомин М. Л., Мильян Г.* Амфиболитовый комплекс юга Центральной Кубы и проблема тектонического положения эвгеосинклинальной серии острова.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, № 5.
- Шапошникова К. И.* Тектоника Центральной Кубы.— Геотектоника, 1974, № 1.
- Brönnimann P., Rigassi D.* Contribution to the Geology and Paleontology of the Area of the City of La Habana and its surroundings.— *Eclogae Geol. Helvetiae*, 1963, v. 56, No. 1.
- Flint D. E., Albear J. F., Guild P. W.* Geology and chromite deposits of Camagüey district, Camagüey province, Cuba.— *Bull. U. S. Geol. Surv.*, 1948, v. 4, 954B.
- Flores G.* Discussion. *Workel. Petrol. Cong.* 4th, Rome, 1955.
- Hatten Ch. W.* Principal features of Cuban geology: discussion.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1967, v. 51, No. 5.
- Kantchev I., Boyanov J., Goranov A., Jolkichev N., Cabrera R., Kanazirski M., Popov H., Stancheva M.* Informe sobre el levantamiento geológico a escala 1 : 250 000 de la provincia de Las Villas, Cuba. Academia de Ciencias de Cuba y Academia de Ciencias de Bulgaria La Habana, 1975.
- Khudoley K. M.* Principal features of Cuban geology: discussion. Reply.— *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1967, v. 56, No. 1.
- Khudoley K. M., Meyerhoff A. A.* Paleogeography and geological history of Greater Antilles.— *Geol. Soc. Amer.*, 1971, Mem. 129.
- Knipper A. L., Cabrera R.* Tectonica y geologia historica de la zona de articulacion entre el mio — y eugeosinclinal y del cinturón hiperbásico. Contribucion a la Geología de Cuba. Publicación Especial, No. 2, Academia de Ciencias de Cuba, Instituto de Geología y Paleontología La Habana, 1974.
- Kuth J., Pszczółkowski A., Wierzbowski A.* The Franciscan formation and an Oxfordian ammonite fauna from the Artemisa formation Sierra del Rosario, Western Cuba.— *Acta geol. Polon.*, 1976, v. 26, No. 2.
- Meyerhoff A. A., Hatten Ch. W.* Diapiric structures in central Cuba. In: *Diapirism and diapirs.* Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1968, Mem. 8.
- Palmer R. H.* Outline of Geology of Cuba.— *Journ. Geol.*, v. 53, No. 1.
- Piotrowska K.* La Tectonica de la Sierra de los Organos en el area comprendida entre las localidades de el Cangre, Santo Tomsa, Santa Lucia, Baja y San Juan y Martinez.— *Actas. Acad. de Ciencias de Cuba*, 1972, tomo 2.

- Pitrowska K.* The nappe developont in the Sierra de los Organos (Western Cuba).— Bull. Acad. pol. sci., Ser. sci. terr., 1975, v. 23, No. 1.
- Pszczółkowski A.* Jurassic, Cretaceous and Paleogene deposits of Sierra del Rosaria (Cuba).— Bull. Acad. Polon., Ser. sci. terre, 1971, v. XIX, No. 4.
- Pszczółkowski A.* Las secuencias estratigraficolaciales de la Sierra del Rosaria, Cuba. Instituto Geologica y Paleontologica Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, 1976.
- Pszczółkowski A.* Stratigraphic — Facies Sequences of the Sierra del Rosario (Cuba).— Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Terre, vol. 24, N 3/4, 1977<sub>1</sub>.
- Pszczółkowski A.* Nappe Structure of Sierra del Rosario (Cuba).— Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Terre, vol. 24, N 3/4, 1977<sub>2</sub>.
- Resumenes Primera Jornada Cientifico — Tecnica. Direccion general Geologia y Geofisica Ministeria de Minería, combustible y Metalurgia. Tomo I, II, La Habana, 1974.
- Rigassi-Studer D.* Sur la géologie de la Sierra de los Organos, Cuba. Archives Sci. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, 1963, v. 16, No. 2.
- Scharf H.* Die exotischen Gebiete, Klippen und Blocke am Nordzand der Schweizeralpen.— Eclog. Hev., 1898, v. 5.

Геологический институт  
АН СССР  
Институт геологии и  
палеонтологии АН Кубы

Статья поступила  
15 июня 1977 г.

УДК 551.243.33 (517)

М. С. НАГИБИНА, М. П. АНТИПОВ

**СООТНОШЕНИЕ РАННЕ- И ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ СТРУКТУР  
В БАССЕЙНЕ РЕКИ КЕРУЛЕН  
(СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ)**

Рассмотрены вопросы стратиграфии и тектоники мезозойских вулканогенных и осадочных комплексов. Впервые выделяются мурэн-гольская свита ранне-среднеюрского возраста и нижнемеловой вулканоплутонический комплекс субщелочного состава. Отмечается различие в составе разновозрастных вулканических серий базальтоидов. Выявлены различия морфологии разновозрастных мезозойских структур. Для позднемезозойского этапа отмечается существенная роль сдвиговых деформаций.

Изучению мезозойской тектоники Монголии были посвящены специальные исследования авторов, проводимые в составе Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции Академии наук СССР и Академии наук МНР в различных районах Монголии. Особенно сложным оказалось выяснение истории геологического развития мезозойских структур в Северо-Восточной Монголии, где преобладающее распространение имеют вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования, стратиграфия которых еще слабо разработана. Участки, где удается изучить полные разрезы разновозрастных мезозойских толщ и выяснить их взаимоотношения непосредственно в обнажениях, весьма редки.

В бассейне р. Мурэн-Гол, левого притока Керулена, в 1974 г. нами был изучен один из таких районов, детальное описание которого представляет интерес для понимания истории мезозойского развития и выяснения соотношения ранне- и позднемезозойских структур в Северо-Восточной Монголии.

На левобережье Керулена параллельно системе длительно развивавшихся Прикеруленских глубинных разломов в позднем триасе на палеозойском и докембрийском основании были заложены крупные межгорные прогибы Дашибалбарский, Цэнхэр-Гольский и Мурэн-Гольский. Эти прогибы сложены континентальными терригенными молассоидными отложениями, которые были изучены В. А. Амантовым, С. М. Калимулиным, М. В. Дуранте, Л. П. Зоненшайном, М. С. Нагибиной, Ж. Ганочиром и другими. В верхней части разреза этих отложений в районе горы Дашибалбар и долины р. Цэнхэр-Гол содержатся вулканогенные образования, представленные покровами диабазовых порфиритов и андезитобазальтов. Мощность этих отложений в различных прогибах колеблется от 700 до 2200 м. Возраст их на основании отпечатков растений, содержащихся в прослоях алевролитов и углистых алевролитов, по определениям Г. Н. Садовникова, а также И. А. Добрускиной (Бранд и др., 1970; Зоненшайн, Жамьяндамба, 1975; Нагибина, 1975; Нагибина, Бадамгарав, 1975) соответствует позднему триасу (кейперский ярус). Ж. Ганочир, изучавший разрез этих отложений к востоку от горы Дашибалбар, предложил именовать этот комплекс отложений дашибалбарской свитой (Ганочир, 1975).

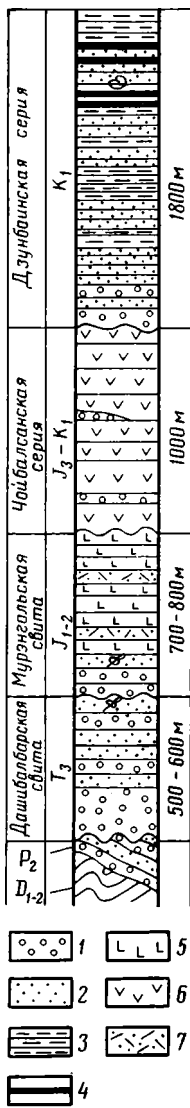


Рис. 1. Стратиграфическая колонка левобережья р. Мурэн-Гол (окрестности г. Урда-Дзотлаг-Тологой)

1 — конгломераты и гравелиты; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — угли; 5 — базальты и базальтовые порфириты; 6 — андезитобазальты и трахандезиты; 7 — кислые лавы, туфы и туфопесчаники

На дислоцированные поздне триасовые отложения дашибалбарской свиты с разрывом и резким угловым несогласием почти повсеместно в бассейне Керулена ложится толща базальтов и андезитов с прослоями и более мощными пачками терригенных пород чойбалсанской серии ( $J_3-K_1$ ) (Нагибина, Бадамгарав, 1975).

В различных частях разреза чойбалсанской серии на право- и левобережье Керулена в прослоях осадочных пород в естественных обнажениях и буровых скважинах Г. Г. Мартинсоном, В. Ф. Шуваловым, М. С. Нагибиной, Ж. Бадамгаравом и другими были собраны отпечатки пресноводной фауны, которые, по мнению Г. Г. Мартинсона, свидетельствуют о позднеюрском — раннемеловом возрасте этих отложений.

На левобережье р. Мурэн-Гол в окрестности горы Урда-Дзотлаг-Тологой авторами в 1974 г. был изучен разрез мезозойских отложений (рис. 1).

Здесь вдоль северного края крупной Шарбогинской грабен-синклинали обнажается толща грубообломочных отложений дашибалбарской свиты, слагающая поздне триасовый Мурэн-гольский прогиб. Эта толща залегает с разрывом на терригенных молассоидных фаунистически охарактеризованных верхнепермских отложениях, прорванных светло-желтыми липаритами и кварцевыми порфирами, местами рассланцованными и мусковитизированными, а также на метаморфизованных песчаниках нижнего девона. Нижняя часть разреза этой толщи сложена валунными и крупногалечными конгломератами, в составе которых содержатся перечисленные выше породы перми и нижнего девона. Выше по разрезу конгломераты переслаиваются с грубозернистыми песчаниками, а в верхней части толщи появляются прослои зеленовато-серых полимиктовых песчаников и черных алевролитов, среди которых вблизи ее кровли Л. П. Зоненшайном (Зоненшайн и др., 1975) собрана флора, определенная Г. Н. Садовниковым как *Taeniopteris cf. ensis* Oldh., *T. lingulata* Srebr., *Cladophlebis* sp., указывающая на кейперский возраст (верхний триас) отложений.

Непосредственно к северу от горы Урда-Дзотлаг-Тологой на грубообломочных породах дашибалбарской свиты верхнего триаса с разрывом и несогласием залегает толща осадочных и вулканогенных пород, которую авторы предлагают именовать мурэн-гольской свитой.

Базальные горизонты ее представлены светло-серыми и желтовато-серыми средне- и мелкогалечными конгломератами с прослоями и линзами светло-серых грубозернистых песчаников. Мощность базального горизонта составляет около 200 м. По сравнению с валунными конгломератами верхнего триаса в этой толще существенно меняется состав обломочного материала. Здесь преобладают гальки разнозернистых песчаников, аналогич-

ных подстилающей толще верхнего триаса, светло-желтых и фиолетовых флюидалных липаритов, различных гранитов, а также метаморфических песчаников палеозоя и других пород. Такое изменение состава обломочного материала свидетельствует об изменении областей размыва.

На базальных конгломератах согласно залегают зеленовато-серые и серые песчаники, разнотекстурные с редкими прослоями гравелитов и алевролитов. Мощность песчаникового горизонта около 150 м. Выше согласно ложатся покровы базальтовых порфиритов, которые затем сменяются горизонтом кислых вулканогенных и осадочных пород. Этот горизонт хорошо прослеживается по простираанию и представляет линзовидное чередование светло- и ярко-зеленых и зеленовато-желтых туфолов кварцевых порфиров, их туфов, туфопесчаников и кремнистых туфоалевролитов. Туфолавы наряду с обломками различно раскристаллизованных кварцевых порфиров содержат также обломки базальтовых порфиритов.

Выше залегает довольно мощная 150—200-м толща многоярусных покровов черных и темно-серых оливиновых базальтов, андезито-базальтов, выше которой следует второй горизонт зеленовато-серых кислых туфов мощностью от 3 до 5 м. Этот горизонт кислых туфов так же, как и нижний, весьма выдержан по простираанию. Верхняя часть разреза сложена покровами плотных андезито-базальтов. Общая видимая мощность мурэнгольской свиты 750—800 м.

В породах мурэн-гольской свиты довольно сильно проявлены процессы хлоритизации. Последние широко развиты в базальтоидах и в горизонтах кислых пород: туфолавах и туфах кварцевых порфиров, чем в значительной степени обусловлены ярко-зеленые оттенки последних. Осадочные породы также хлоритизированы.

Породы мурэн-гольской свиты имеют северо-восточное простираание (СВ 80°) и падают на юго-восток под углами 40—50°. В прослоях осадочных пород нижней части разреза содержатся растительные остатки.

На юге и юго-востоке мурэн-гольская толща резко несогласно перекрывается полого (10—15°) залегающими потоками темно-серых, черных и красновато-бурых андезитов и андезито-базальтов с афировой, пузырьчатой и миндалекаменной текстурой, слагающих монотонную весьма характерную толщу пород чойбалсанской серии, так называемый цаганцабский горизонт ( $J_3-K_1$ ). Среди многоярусных потоков андезито-базальтов заключены маломощные (0,5—1,0 м) прослои и линзы песчаников и гравелитов.

Андезито-базальты цаганцабского горизонта минералогически несколько отличаются от базальтоидов мурэн-гольской свиты. Они содержат довольно большое количество зерен оливина. По данным химического анализа, выполненного в лаборатории ГИН АН СССР, базальты цаганцабского горизонта относятся к породам известково-щелочной серии с преобладанием  $Na_2O$  над  $K_2O$ .

Андезито-базальты цаганцабского горизонта чойбалсанской серии по простираанию прослеживаются на десятки километров вдоль северного и восточного краев Шарбогинской грабен-синклинали, а также выходят вдоль ее юго-западного борта. Мощность вулканогенных пород здесь достигает 1000 м.

Стратиграфически выше залегает мощная толща терригенных отложений дзунбаинской серии (Нагибина и др., 1975), слагающая центральную часть Шарбогинской грабен-синклинали. К верхней части разреза этой серии приурочены горизонты углей и углистых сланцев. Мощность отложений дзунбаинской серии, по данным вертикального электрзондирования, здесь достигает 1500 м. В керне скважины № 6 в глинистых породах С. М. Калимулиным и др. были собраны многочисленные остатки филопод и пеллеципод (определения Г. Г. Мартинсона), а

также остракод, которые были определены Г. Г. Галеевой. Кроме того, обнаружены остатки рыб. Общий список фауны приводим ниже: *Rhincocypris echinata* Mandelst., *Lycocypris infantilis* Lüb., *L. debilis* Lüb., *L. fabaeformis* Gal., *Mongolianella zerussata* Gal., *M. sp. indet.*, *Limnocypridea cf. tumulosa* Lüb., *Cypridea kerulensis* sp. nov., *Clinocypris cf. dentiformis* Gal. Часть образцов была определена Е. С. Станкевич: *Limnocypridea grammi* Lüb., *Lycocypris circulata* Lüb., *L. ingloria* Lüb., *Mongolianella aff. khamariniensis* Gal., *Rhincocypris aff. tugurigenis* Lüb., *Cypridea spinigera* Lüb. Большинство этих форм являются местными видами, характерными для дзунбаинской серии нижнего мела Монголии. Обнаруженные здесь единичные филоподы *Pseudoesteria* (*Tuvinopsis*) *meridionalis* Novoj характерны для альбских отложений Забайкалья.

Из приведенного разреза мезозойских отложений в бассейне р. Мурэн-Гол впервые выделенная мурэн-гольская свита не содержит определенных органических остатков, однако ее стратиграфическое положение, между молассоидными верхнетриасовыми отложениями дашибалбарской свиты и верхнеюрскими — нижнемеловыми вулканогенными образованиями (чойбалсанская серия), позволяет определить ее возраст как ниже- и среднеюрский.

Описанный район левобережья р. Мурэн-Гол весьма интересен проявлениями интрузивных образований мелового возраста, впервые выявленных авторами в 1968 и 1974 гг. Ранее интрузивные породы горы Урда-Дзотлаг-Тологой считались доверхнеюрскими. Вдоль северного края Шарбогинской грабен-синклинали юрские и нижнемеловые осадочные и вулканогенные породы — мурэн-гольской свиты и покровы андезито-базальтов цаганцабского горизонта чойбалсанской серии, а также девонские отложения прорваны многочисленными интрузивными и субвулканическими телами граносиенит-порфиров, граносиенитов, трахилипаритов и андезито-дацитов. Они располагаются в единой, четко выраженной зоне северо-восточного простирания вдоль северо-восточной границы развития покровов андезито-базальтов цаганцабского горизонта (рис. 2). Ширина этой зоны от 500—600 до 1000 м. Нами была изучена ее северо-восточная часть протяженностью более 5 км. В пределах этой зоны располагаются дайки линейной, серповидной и крестобразной формы, шириной от 3 до 50 м и протяженностью от первых десятков до 400—500 м, а также более крупные интрузивные и субвулканические тела, представляющие собой серию пластинчатых и разветвленных тел, в различной степени раскристаллизованных трахилипаритов, сиенит-порфиров и граносиенитов. Ширина зоны таких сложно построенных тел достигает 300—400 м, а длина 1500 м.

Наиболее крупное интрузивное тело граносиенитов и граносиенит-порфиров слагает самую высокую в бассейне Мурэн-Гол гору Урда-Дзотлаг-Тологой, которая имеет общую конусовидную форму. Абсолютная высота горы 1350 м, над равнинной частью Шарбогинской грабен-синклинали она возвышается на 150 м. Центральная часть упомянутого тела имеет форму изометричного штока около 1 км в поперечнике. К северо-востоку и юго-западу от основного тела отходят крупные апофизы, внедрившиеся в толщу цаганцабских базальтов.

Строение тела не однородное: центральная часть сложена кварцево-плагиоклазовыми, розовато-серыми граносиенит-порфирами и граносиенитами различной степени раскристаллизованности и с разным количеством вкрапленников кварца и плагиоклаза. Ближе к контактам наблюдаются афировые разности. Западный склон горы Урда-Дзотлаг-Тологой сложен розовато-серыми трахилипаритами и трахидацитами, частично представляющими собой интрузивные тела в эндоконтакте главного штока граносиенит-порфиров, а частично — покровы, залегающие на андезито-базальтах цаганцабского горизонта.

В эндоконтактной зоне встречаются разности, в которых присутствует вулканическое стекло с низким показателем преломления. В эндоконтакте среди граносиенит-порфиоров заключены различной величины ксенолиты андезито-базальтов размером до 20 м в поперечнике.

Трахилипаритовые порфиры, слагающие многочисленные дайки, к западу от горы Урда-Дзотлаг-Тологой, представляют собой массивные породы желтовато-серого цвета с редкими вкрапленниками кварца, ортоклаза и плагиоклаза, встречаются темно-серые афировые разности. Вулканическое стекло основной массы породы витрофировое, местами включает микролиты полевых шпатов.

Трахиандезиты коричневатого-серого цвета, миндалекаменные с порфировой структурой. Редкие вкрапленники представлены олигоклазом и санидином. Основная масса состоит из микролитов ортоклаза и измененного вулканического стекла. Структура основной массы трахитовая.

Даек так много, что местами вмещающие породы занимают узкое междайковое пространство. Форма даек очень сложно разветвленная, но в целом они имеют северо-восточное простирание. В приконтактных зонах трахиандезитовые порфириты осветлены и местами сильно раздроблены.

В западной части описываемой зоны развития интрузивных и субвулканических тел располагается вулканическая постройка кольцевой формы диаметром около 600 м, сложенная лаво- и туфобрекчиями трахилипаритов, хорошо выраженная в рельефе и прекрасно дешифрируемая на аэрофотоснимках. Она имеет кальдерообразную форму, погруженная центральная часть окружена дугообразными в плане выходами лавобрекчий и туфобрекчий трахилипаритов, заключающих вулканические бомбы размером до 20 см.

Северная и центральная части палеовулканической постройки сложены светло-серыми лавобрекчиями, напоминающими жерловые фации. Они включают различные по форме обломки андезитов и дацитов размером от 5 до 20 см в поперечнике. Границы обломков неровные, иногда с постепенным переходом в цементирующую массу. Размер обломков к югу по направлению к центру описываемой структуры увеличивается. Описанные жерловые фации в северной части постройки пересечены небольшими субвулканическими телами массивных трахилипаритов.

Охарактеризованные магматические проявления от андезито-дацитов до граносиенитов, представленные в интрузивных, субвулканических и частью излившихся фациях, очень близкие по минералогическому составу, связаны между собой постепенными переходами и представляют единый слабодифференцированный субщелочной вулканоплутонический комплекс. Нижнемеловой возраст этих пород определяется на основании их интрузивного контакта с эффузивами цаганцабского горизонта ( $J_2-K_1$ ).

В итоге описания геологического строения района кратко охарактеризуем морфологию структур и историю геологического развития. Долина р. Мурэн-Гол пересекает почти вкрест простирания широкое северное крыло Мурэн-Гольского прогиба общего северо-восточного простирания, сложенного верхнетриасовыми молассоидными отложениями дашибалбарской свиты. Фрагменты этого крыла сохранились в ряде участков, где отложения верхнего триаса с размывом и несогласием залегают на терригенных отложениях верхней перми и более древних структурах палеозоя и верхнепалеозойских гранитоидах.

Породы верхнего триаса моноклиналино падают на юг под углами 40—60°. Моноклиналиное залегание пород местами нарушено более мелкими удлиненными или изометричными складками коробчатой формы, нередко ориентированными поперечно по отношению к общему северо-восточному простиранию верхнетриасовой структуры межгорного прогиба, протягивающегося на 40—50 км в длину. В районе горы Урда-



Дзотлаг-Тологой обнажена крайняя северо-восточная часть этого крыла.

На верхнетриасовых отложениях с размывом и несогласием залегают осадочные и вулканогенные породы мурэн-гольской свиты, слагающие моноклиналиную структуру северо-восточного, близкого к широтному простиранию. Моноклинали наложена частично на верхнетриасовые отложения, частично на более древние структуры среднего палеозоя. Соотношение верхнетриасового прогиба и ранне-среднеюрской моноклинали указывает на значительное смещение оси прогиба к югу. Кроме того, о некоторой перестройке структурного плана в ниже-средней юре свидетельствуют изменения областей сноса обломочного материала, а также проявление магматической деятельности. Строение северного крыла нижеюрского прогиба довольно простое, характеризуется общим моноклиналильным падением слоев на юг под углами 50—40°.

В поздней юре в бассейне Мурэн-Гол закладывается новая крупная структура Шарбогинской грабен-синклинали северо-восточного простирания. В современном срезе размеры этой структуры достигают около 100 км в длину и от 10 до 25 км в ширину. Юго-западная часть грабен-синклинали как бы вложена в общую синклиналиную структуру, сложенную дислоцированными верхнетриасовыми отложениями Дашибалбарского прогиба, прорванными габбро-диоритами и гранитами. Центральная и северо-восточная части Шарбогинской грабен-синклинали наложены на разновозрастные дислоцированные образования верхнего докембрия, палеозоя, верхнего триаса и юры, а также гранитоиды различного возраста, включая среднеюрские.

С заложением этой структуры связано обильное излияние вулканитов основного и среднего состава. Потоки базальтов и андезитов-базальтов цаганцабского горизонта чойбалсанской серии на севере и северо-востоке обрамляют эту структуру почти на всем протяжении. Они имеют неправильные фестончатые очертания и залегают очень полого с углами наклона 10—15° к центру грабен-синклинали и резко несогласно на разновозрастных образованиях. Покровы базальтов залегают непосредственно на более древних породах, как это было описано выше, или их подстилают слабо сцементированные базальные конгломераты. Последние выходят в юго-западной части Шарбогинской грабен-синклинали в районе горного массива Дашибалбар и долине Цэнхэр-Гол.

Центральная часть Шарбогинской грабен-синклинали сложена мощной толщей нижнемеловых озерных и озерно-аллювиальных отложений дзунбаинской серии. Они полого дислоцированы и образуют две крупных мульды, южную и северную, разделенные пологим поперечным поднятием широтного простирания, в пределах которого выходят угленосные горизонты дзунбаинской серии. Пологая синклиналиная структура этих мульд отчетливо выявляется по геофизическим данным (материалы С. М. Калимулина).

В северо-восточной части Шарбогинской структуры располагается третья, более узкая асимметричная грабен-синклинали, отделенная от северной мульды поперечным поднятием северо-западного простирания, сложенной базальтами и андезитами цаганцабского горизонта. Шарбогинская грабен-синклинали с северо-запада и юго-востока ограничена разломами северо-восточного простирания.

В северной части Шарбогинской грабен-синклинали в районе горы Урда-Дзотлаг-Тологой параллельно этим разломам располагается описанная выше зона, насыщенная интрузивными и субвулканическими телами граносиенитов и трахилипаритов нижнемелового возраста, прорывающими толщу андезитов-базальтов цаганцабского горизонта. Эти палеовулканические образования прекрасно выражены в современном рельефе. Общая структура Шарбогинской грабен-синклинали также отчетливо выражена в современном рельефе в виде протяженной и пло-

ской межгорной впадины. Кайнозойские структуры частично наследуют и более мелкие внутренние структуры Шарбогинской грабен-синклинали. В частности, в пределах южной и северной нижнемеловых мульд наблюдаются более мощные кайнозойские отложения.

Широким развитием в описываемом районе бассейна р. Керулен пользуются дизъюнктивные дислокации: многочисленные разломы, сбросы, крупные сдвиги и чешуйчатые надвиги. Наиболее четко выражены многочисленные крупные разломы северо-восточного простирания, продольные по отношению к преобладающему северо-восточному простиранию ранне- и позднемезозойских структур. Отчетливо выражены также многочисленные поперечные разломы, ступенчатые сбросы и сбросо-сдвиги северо-западного простирания, кроме того, наблюдаются разломы с простиранием, близким к меридиональному.

Многочисленные ступенчатые сбросо-сдвиги закартированы нами в районе горы Урда-Дзотлаг-Тологой (см. рис. 2). Они пересекают толщу андезито-базальтов цаганцабского горизонта и нижнемеловые субвулканические тела. По некоторым из них наблюдается правостороннее горизонтальное смещение зоны развития молодых вулканитов примерно на 1 км к северо-западу. Более значительные сбросо-сдвиги того же северо-западного простирания закартированы нами в 1974 г. к западу от рассматриваемого района, в долине урочища Шэрийн-Гол, вдоль которого наблюдается горизонтальное смещение верхнетриасовых и нижнемеловых структур примерно на 3 км к юго-востоку. Вероятно, аналогичный сбросо-сдвиг приурочен к долине р. Мурэн-Гол, пересекающей Шарбогинскую грабен-синклинали почти вкрест простирания. Вдоль этого сдвига северо-восточная часть нижнемеловой грабен-синклинали смещена к северо-западу примерно на 5—6 км. В современной долине Мурэн-Гол в этом месте наблюдается резкий коленообразный изгиб.

Из приведенного описания морфологии структур и истории их развития отчетливо видна резкая наложенность раннемезозойских (верхнетриасовых) структур на палеозойские и более древние образования. В процессе формирования мезозойской тектоники рассматриваемого района наиболее четкая перестройка структурного плана произошла в поздней, возможно, в конце средней юры. Именно к этому периоду мы относим начало формирования позднемезозойских структур.

Для раннемезозойских структур, развитие которых происходило в верхнем триасе и первой половине юрского периода (в нижней — средней юре), характерно наличие расчлененного тектонического рельефа. Обширные горные поднятия были разделены относительно узкими межгорными прогибами с накоплением грубообломочных молассоидных отложений. Для внутренней структуры этих прогибов характерны брахиформные и корбчатые складки, а также более мелкие узкие приразломные складки.

В процессе развития раннемезозойских структур отчетливо выделяются два подэтапа (или стадии): познетриасовый и ранне-среднеюрский. Они различаются между собой некоторой перестройкой структурного плана и проявлением магматической деятельности, связанной преимущественно с поздним подэтапом.

С развитием верхнетриасовых прогибов левобережья р. Керулен были связаны незначительные излияния основного и среднего состава, а также коагматичные интрузивные образования диоритов и габбро, проявившиеся крайне неравномерно (Цэнхэр-Гольский прогиб, обрамление Дашибалбарского прогиба).

В Дашибалбарском прогибе основные вулканиты и их пирокласты переслаиваются с осадочными отложениями в верхней части разреза дашибалбарской свиты. В описанном нами Мурэн-Гольском прогибе обильное проявление вулканической деятельности основного состава приурочено к позднему подэтапу развития нижнемезозойских структур

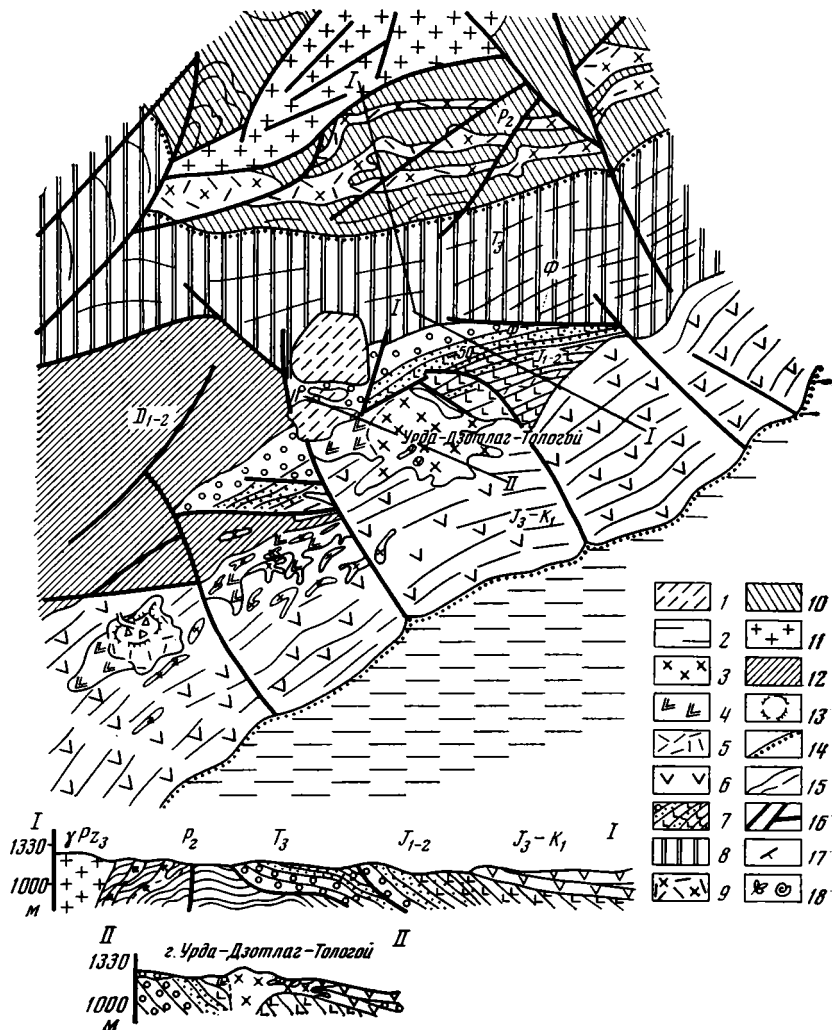


Рис. 2. Геологическая карта и разрезы окрестности горы Урда-Дзотлаг-Тологой. Составили М. С. Нагибина, М. П. Антипов в 1974 г. с использованием материалов С. М. Калимулина, М. В. Дуранте, Л. П. Зоненшайна 1 — валунные галечники (кайнозой); 2 — рыхлые отложения, перекрывающие выходы пород дзунбаинской серии ( $K_1$ ); 3—5 — нижнемеловые интрузивные и субвулканические образования; 3 — граносиениты и граносиенит-порфиры, 4 — трахидациты, 5 — трахилипариты; 6 — базальтоиды чойбалсанской серии ( $J_3-K_1$ ); 7 — вулканогенные и осадочные породы мурэнгольской свиты; 8 — грубообломочные отложения позднего триаса дашибалбарской свиты; 9 — гранит-порфиры и кварцевые порфиры, прорывающие отложения поздней перми; 10 — песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов поздней перми; 11 — верхнепалеозойские граниты; 12 — метаморфизованные песчаники и сланцы нижнего — среднего девона.

Другие обозначения (13—18): 13 — контуры кальдеры и жерловые фации трахилипаритов; 14 — седиментационные контакты; 15 — направление простирания пород; 16 — разломы; 17 — углы падения слоев; 18 — места находок фауны и флоры

(мурэн-гольской свиты). В бассейне р. Цэнхэр-Гол кроме излившихся лавовых потоков базальтовых и андезитовых порфиритов имеются многочисленные комагматичные интрузивные тела диоритов и габбро-диоритов, прорывающих молассоидные отложения верхнего триаса. С завершением позднего подэтапа развития раннемезозойских структур связано проявление кислого и субщелочного вулканизма (дациты, липари-

ты и трахилипариты) и внедрение комагматических интрузивов гранитоидов нормального и субщелочного составов.

Структуры позднего мезозоя от раннемезозойских структур отличаются морфологически, для них весьма характерно образование более пологих и широких прогибов, интенсивное развитие дизъюнктивных нарушений, образование мозаичных структур и обильное проявление вулканической деятельности — излияние базальтов, андезито-базальтов, трахибазальтов и трахиандезитов.

С поздней стадией развития верхнемезозойских структур в бассейне Керулена связано проявление кислого и субщелочного вулканизма и комагматических интрузивных образований граносиенит-порфиров и граносиенитов нижнемелового возраста. Особенно следует подчеркнуть, что в раннюю стадию позднемезозойского этапа (в верхней юре) среди дизъюнктивных нарушений преобладали структуры растяжения (сбросы) северо-восточного простирания, послужившие путями проникновения для обильных наземных излияний базальтоидов. В позднюю стадию, в после-нижнемеловое время были широко проявлены сдвиговые деформации северо-западного простирания, представленные многочисленными ступенчатыми сбросо-сдвигами и сдвигами, пересекающими позднемезозойские грабены и грабен-синклинали почти вкрест простирания. Горизонтальные перемещения по отдельным сдвигам в бассейне левых притоков Керулена, рек Цэнхэр-Гол и Мурэн-Гол, составляли от 1 до 5—6 км.

#### Литература

- Брандт С. Б., Зоненшайн Л. П., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Нагибина М. С.* О новой щелочной вулcano-плутонической ассоциации Восточной Монголии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11.
- Ганочир Ж.* К вопросу о стратиграфии Дашибалбарского прогиба.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 12.
- Зоненшайн Л. П., Жамьяндамба Д.* Ранний мезозой.— В кн.: Стратиграфия Монголии. Тр. Советско-Монгольской геологической экспедиции. Л., «Наука», 1975, вып. 13.
- Нагибина М. С.* Верхнемезозойские структуры ревивации.— В кн.: Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. Тр. Советско-Монгольской геологической экспедиции. М., «Наука», 1975, вып. 12.
- Нагибина М. С., Бодамгаров Ж.* Поздний мезозой.— В кн.: Стратиграфия Монголии. Тр. Советско-Монгольской геологической экспедиции. Л., «Наука», 1975, вып. 13.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
6 февраля 1976 г.

УДК 551.242.32(571.64)

Е. Н. МЕЛАНХОЛИНА

**ГАББРОИДЫ И ПАРАЛЛЕЛЬНЫЕ ДАЙКИ В СТРУКТУРЕ  
ОСТРОВА ШИКОТАН (МАЛАЯ КУРИЛЬСКАЯ ГРЯДА)**

Рассматриваются соотношения габброидных массивов и комплекса параллельных даек с верхнемеловыми осадочно-вулканогенными образованиями о. Шикотан. Выявлен сравнительно древний возраст полосчатых габброидов, близость их по составу к породам основания Малокурильской зоны, тектонические контакты габброидов с маастрихтскими отложениями, подводно-оползневые дислокации в маастрихтских слоях вблизи границ массивов. Высказано предположение об аллохтонном залегании габброидов и их соответствии образованиям «базальтового» слоя коры, которое подтверждается анализом геофизических данных.

Поднятие внешней зоны Курильской островной дуги в пределах Шикотана и соседних мелких островов образовано сравнительно слабо деформированными отложениями позднемеловой эвгеосинклинали и телами габброидов. Характер основания этой зоны, направленность развития земной коры трактуются разными исследователями различно, в зависимости от объяснения ряда косвенных данных (Геология СССР..., 1964; Марков и др., 1967; Сергеев, 1976, и др.). Представления о присутствии в основании Малокурильской зоны пород океанической или континентальной коры пока еще мало обоснованы. Изложенные ниже материалы, хотя и неполные, позволяют предполагать, что в современной структуре о. Шикотан породы основания выведены на поверхность и могут изучаться прямыми геологическими методами. Речь идет о комплексе полосчатых габброидов и связанных с ними базальтовых дайках, давно известных в пределах острова.

Тела габброидов пространственно связаны с осадочно-вулканогенными образованиями Малой Курильской гряды, имеющими возраст от кампанского до датского или палеогенового (Гаврилов, Соловьева, 1973; Сальникова, Сальников, 1973; Стрельцов, 1976; Сергеев, 1976; Меланхолина, 1975; *Geological map...*, 1959—1968; рис. 1). В северных разрезах о. Шикотан преобладают туфобрекчии из обломков пород базальтового и иногда андезитового состава, морские, грубослоистые, с горизонтами пиллоу-лав в низах (до 1000 м мощности; матакотанская свита, кампан). Выше следует флишоидная толща, содержащая слои туфодиазомитов, включающая местами силлы, дайки и туфовые прослои щелочных базальтоидов (около 500 м, малокурильская свита, маастрихт). Более молодые образования, представленные туфо- и лавобрекчиями, видны на севере острова только в районе г. Шикотан (порядка 100 м). В южных разрезах известны туфобрекчии из обломков базальтов и реже андезитов, несортированные и неслоистые, возможно, отчасти наземные, местами также лавобрекчии (более 500 м, зеленая свита неясного возраста). Судя по сходству этих образований с датско-палеогеновыми породами о. Хоккайдо, по положению их в структуре Малых Курил, по наличию в обломочном материале алевролитов, подобных малокурильским, по присутствию в нижней части пачки переслаивания песчаников и алевролитов того же облика, что и в малоку-

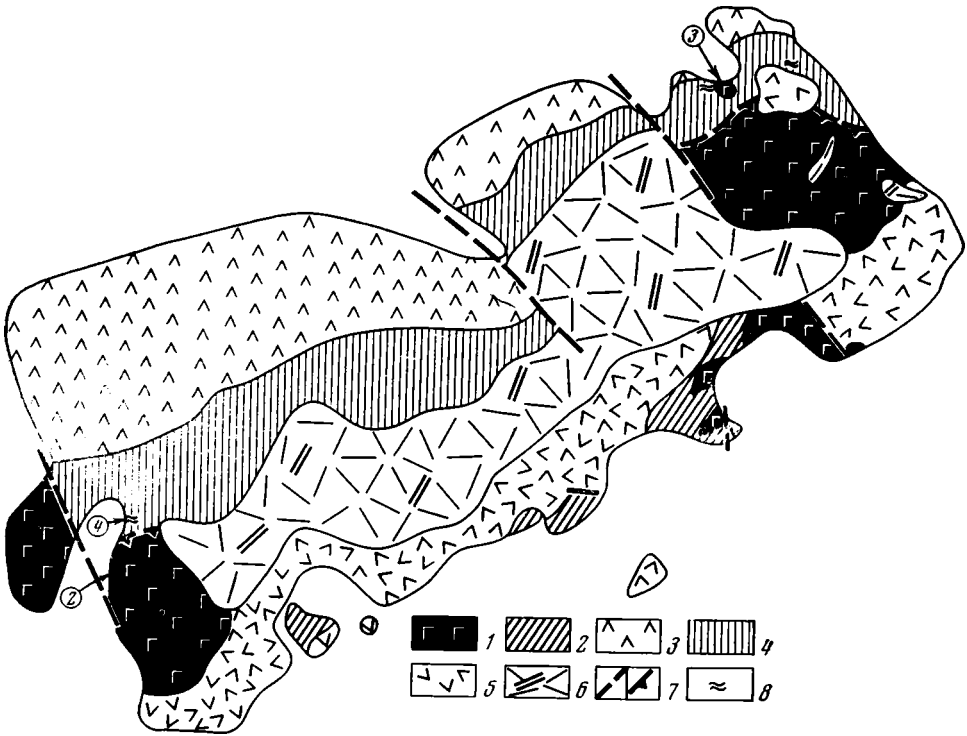


Рис. 1. Схема геологического строения о. Шикотан

1 — габброиды, 2 — комплекс параллельных даек, 3 — отложения матакотанской свиты, 4 — отложения малокурильской свиты, 5 — отложения зеленовской свиты, 6 — породы Ноторо-Томари, 7 — разломы (а — сбросы и сбросо-сдвиги, б — предполагаемые надвиги), 8 — участки подводно-оползневых нарушений. Стрелками отмечено расположение обнажений, изображенных на рисунках

рильской свите, можно предполагать, что породы зеленовской свиты отвечают верхам разреза о. Шикотан. Однако не исключена вероятность и более древнего возраста туфобрекчий. М. И. Стрельцов (1976) и К. Ф. Сергеев (1976) рассматривают их как одновозрастные породам матакотанской свиты.

На южном шельфе Малой Курильской гряды и склоне глубоководного желоба выше туфобрекчий залегают толщи, включающие туфогенные аргиллиты, туфы, туфопесчаники, туфодиатомиты и иногда углистые породы, более 2000 м мощностью, установленные по данным драгирования и сейсмопрофилирования (Васильев, 1974; Туезов и др., 1975). В пределах о. Шикотан наиболее молодыми, возможно, являются лавы и туфы базальтов, андезитов и иногда дацитов, отмеченные в составе магматического комплекса Ноторо-Томари в центральной слабо обнаженной части острова (Стрельцова, 1976). По составу магматические породы Малых Курил близки к океаническому, хотя их образование проходило часто в мелководно-морских, а иногда, видимо, и в наземных условиях.

В составе габброидных массивов на северо-востоке и юго-западе острова, в небольших выходах у южного побережья установлены габбро-нориты, оливинные габбро, а местами их лейкократовые разновидности (Геология СССР..., 1964; Неверов, 1967; Казакова и др., 1963; Стрельцов, 1976; Сергеев, 1976; Sasa, 1960, и др.). В поле их распространения встречены также небольшие тела перидотитов, условия залегания которых не ясны (Вергунов, 1964). Породы габброидных массивов обыч-

но равномерно-зернистые, но на отдельных участках встречаются и габбро-порфириды. Широко распространены породы с тонкополосчатой текстурой, обусловленной чередованием меланократовых и лейкократовых разностей и напоминающей по облику слоистые текстуры осадочных пород (рис. 2). Изредка в полосчатых габброидах наблюдается плейчатость. Местами при замерах полосчатости и трещиноватости обнаруживаются более крупные складки. Но обычно ориентировка полосчатости выдерживается на значительных расстояниях, как это видно в хороших береговых обнажениях к югу от бухты Дельфин, в глубо-

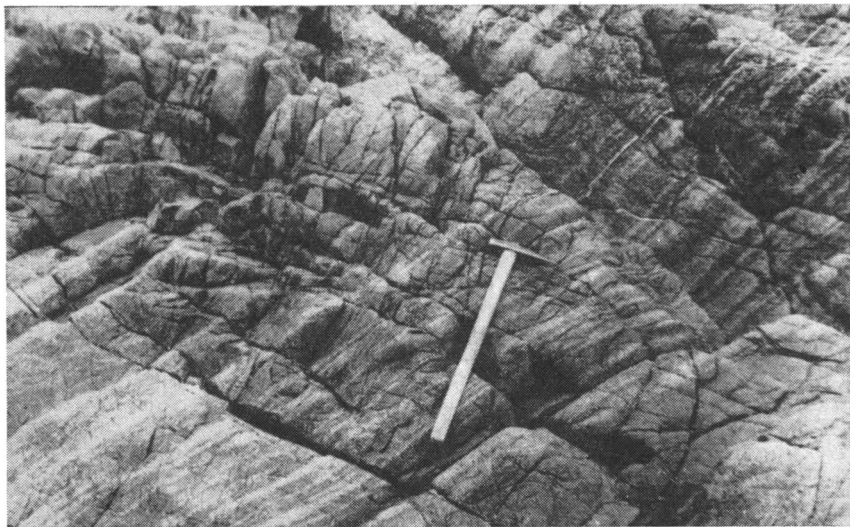


Рис. 2. Выход полосчатых габброидов южнее бухты Дельфин (фото М. И. Стрельцова)

ких каньонах у горы Крайней и еще в ряде мест. Особенно характерны полосчатые текстуры для гиперстеновых габбро-норитов, слагающих значительную часть шикотанского габброидного комплекса. Намечается сходство полосчатых габбро-норитов с габброидами меланократового фундамента, изученными в некоторых районах востока Азии (Марков, 1975).

Всеми исследователями габброиды Шикотана рассматриваются как интрузивные образования, по-видимому, наиболее молодые на острове, относящиеся к самому концу мела или палеогену. Вместе с тем интрузивные контакты габброидов с другими породами нигде не наблюдались. Зоны контактового метаморфизма около габброидных массивов не выявляются. Отдельные тела ороговикованных отложений малокурильской свиты, известные в поле развития габброидов, могут представлять собой ксенолиты. Но в обнаженных участках удается наблюдать только их контакты с диабазовыми интрузиями, а соотношения с габброидами не ясны.

Тела туфобрекчий зеленовской свиты, заключенные в габброидах, представляют собой не ксенолиты, как предполагалось ранее, а кластические дайки. Это хорошо видно в многочисленных обнажениях в районе бухт Дельфин и Волошина и севернее м. Край Света. Дайки узкие (от долей метра до 3—4 м) и достаточно протяженные, иногда с неровными краями. Габброиды на контакте местами брекчированы, их угловатые обломки включены в туфобрекчию. Такие взаимоотношения пород свидетельствуют о заполнении туфобрекчиями зеленовской свиты открытых трещин в твердых габброидах. Образование габброидных пород

ранее туфобрекчий зеленовской свиты подтверждается появлением их обломков в материале слоев туфобрекчий, а также налеганием туфобрекчий на габброиды, наблюдавшимся М. И. Стрельцовым (1976) в бухте Димитрова<sup>1</sup>. На основании этих наблюдений верхнюю границу возраста габброидных массивов можно датировать концом мела. Это определенно относится к габбро-норитам. Некоторые тела оливинowych габбро, вероятно, моложе пород зеленовской свиты, так как последние были встречены в ксенолитах внутри небольшого интрузива оливинowych габбро в районе горы Крайней.

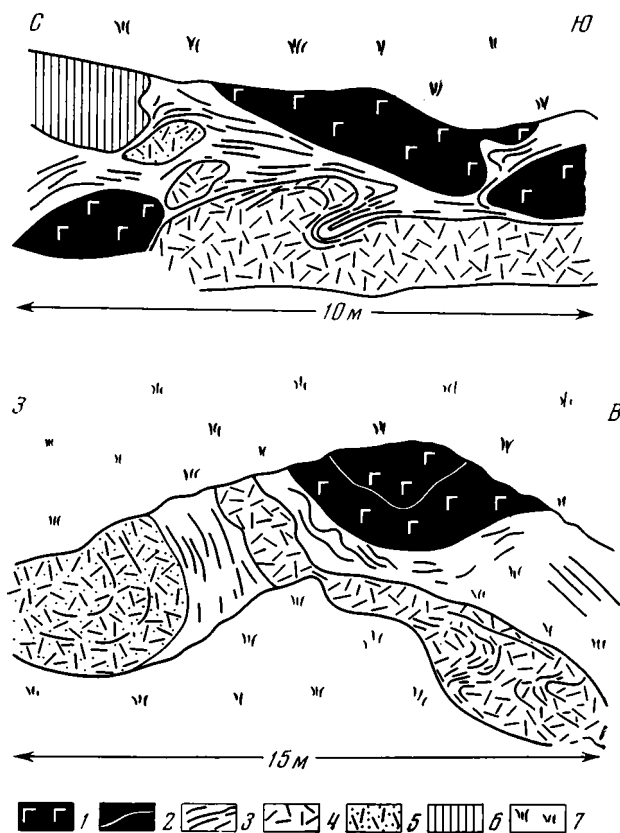


Рис. 3. Тектонический контакт габброидов с породами малокурильской свиты в обнажениях близ устья р. Отрада 1 — габбро-порфириды, 2 — жила монцонитовых сиенитов в габбро-порфиридах, 3—6 — породы малокурильской свиты: 3 — рассланцованные туфоалевролиты, 4 — массивные туфы, 5 — туфопесчаники, 6 — алевролиты; 7 — закрытые участки

Нижняя граница возраста габброидов остается неясной из-за отсутствия обнаженных интрузивных контактов с малокурильскими и матакотанскими породами. Отмеченное местами ороговикование отложений, сходных с малокурильскими, могло быть связано с контактовым воздействием или габброидов, или диабазов, образующих достаточно крупные интрузии на горе Шикотан. В береговых обрывах Малокурильской бухты у устья р. Отрада обнажен тектонический контакт габбро-порфиридов с отложениями верхов малокурильской свиты (рис. 3). Тела габ-

<sup>1</sup> Эти габброидные породы М. И. Стрельцов считает более древними, чем породы крупных массивов.



бро-порфиристов, представляющие краевую часть северо-восточного массива или отдельные глыбы (олистолиты), залегают в обнажении выше туфоалевролитов малокурульской свиты или иногда заключены в них. Туфоалевролиты не подверглись ороговикованию, характерному для экзоконтактов габброидных интрузий. Они перетерты и заметно рассланцованы, причем плоскости расланцевания следуют контурам габброидных тел, образуя небольшие дисгармоничные складки<sup>2</sup>. Таким образом, породы габброидного массива (или его отторженцы) были явно перемещены относительно отложений малокурульской свиты в маастрихтское или более позднее время. Масштабы перемещения не ясны. Однако возникает вопрос о возможном аллохтонном залегании габброидных массивов.

Г. П. Вергуновым (Геология СССР..., 1964) была справедливо отмечена приуроченность габброидных массивов к границе отложений малокурульской и зеленовской свит. Действительно, габброиды повсеместно контактируют с отложениями верхов малокурульской свиты. В этих отложениях вблизи границ массивов, в бухте Дельфин и на северном склоне горы Шикотан, обнаруживаются многочисленные внутриформационные дислокации. В обнажениях бухты Дельфин в пластах песчаников часты раздувы и пережимы, встречаются смятые в складки или сползшие в виде капли обрывки песчаных пластов, попавшие внутрь пачки переслаивания. На восточном берегу бухты в пачке частого переслаивания песчаников и алевролитов видны характерные лежачие и как бы набегающие складки оползания — более крупные с амплитудой до 20 м и совсем мелкие, перемещенные в северном направлении и перекрытые ненарушенными слоями той же пачки (рис. 4). По расположению складок и обрывков песчаных пластов, местами по затеканию алевролитовых слоев внутрь песчаного пласта устанавливается образование дислокаций в еще не затвердевших осадках — в связи с подводно-оползевыми нарушениями в самом конце маастрихта.

Подобные нарушения можно наблюдать также в породах малокурульской свиты на о. Танфильева. Кроме того, крупные внутриформационные складки известны во флишеидных отложениях формации Аккеса района Кусиро и формации Чобоси п-ова Немуро на Хоккайдо, относящихся к верхам маастрихта (Geological map..., 1959—1968). Таким образом, следы значительного подводного оползания и обвалов, приуроченные к единому стратиграфическому уровню, выявляются во всей зоне малокурульской эвгесинклинали.

В свете новых данных по о. Шикотан можно предполагать связь этих нарушений с перемещением габброидных пластин в позднемаастрихтское время. Местами отторженцы габброидов могли попадать в слабоуплотненные осадки, образуя нарушения, подобные наблюдавшимся в Малокурульской бухте. Сами пластины габброидов, по-видимому, нарушены мало и залегают в соответствии со структурой Малокурульской моноклинали, с пологим наклоном к юго-востоку. Можно думать, что видимые на земной поверхности габброидные массивы представляют собой элементы единого аллохтона, скрытого в центральной части острова молодыми магматическими образованиями.

Многочисленные базальтовые дайки в габброидах и кластические дайки туфобрекчий, связанные с крутыми трещинами растяжения, были образованы, возможно, после тектонического становления массивов. Особенно значительным было дайкообразование на юго-востоке острова, в районе бухт Димитрова и Горбунок. Здесь М. И. Стрельцовым (1976) и другими исследователями был выделен димитровский магматический комплекс, предположительно самый древний на острове, вклю-

<sup>2</sup> М. И. Стрельцовым (1976) эти складки рассматриваются как инъективные дислокации на границе с интрузивным телом.

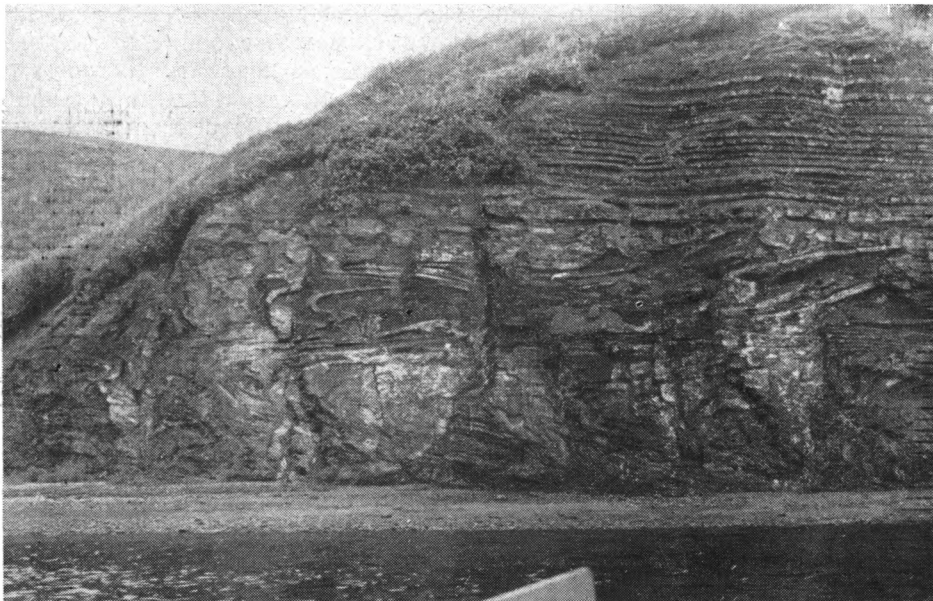


Рис. 4. Подводно-оползневые дислокации в отложениях малокурильской свиты на восточном берегу бухты Дельфин

чающий долериты, диабазы, базальты и андезито-базальты. При изучении комплекса выясняется, что он образован серией параллельных круто залегающих дайковых тел (шириной от долей метра до 2 м, редко больше) нескольких генераций, секущих одно другое, обычно с краевой закалки вдоль контакта. В зоне шириной около 2 км дайки составляют более 80% общего объема пород. Редкие останцы и ксенолиты вмещающих образований представлены габброидами, иногда туфопесчаниками и туфоалевролитами и изредка темной сливной ороговикованной породой. В ряде мест образования дайкового комплекса секутся кластическими дайками туфобрекчий.

Элементы подобного комплекса параллельных даек были обнаружены и на о. Айвазовского бухты Церковной в зоне шириной около 700 м. Дайки здесь менее многочисленны. Они также секут местами древние ороговикованные породы, а в краевой части — породы зеленовской и малокурильской свит, в которых видны следы значительных контактовых изменений, иногда также развальцевание и будинаж. Распространение параллельных базальтовых и андезито-базальтовых даек можно предполагать на горе Ноторо и еще в ряде мест (часть образований, описанных как комплекс Ноторо-Томари).

Простираение наблюдавшихся элементов дайкового комплекса обычно северо-восточное. Залегание даек перпендикулярно границам крупных тел горных пород Малокурильской моноклинали, а весь комплекс в целом представляет собой как бы единое тело, расслоенное вертикальными дайками и располагающееся согласно в моноклинали на океанической стороне острова. Многократное внедрение базальтовых даек с закалкой вмещающих пород происходило, вероятно, при постепенном расширении в этой полосе. Более ранние моменты внедрения могли предшествовать накоплению туфобрекчий зеленовской свиты, образовавшихся впоследствии кластические дайки. Несколько более поздние и менее многочисленные базальтовые дайки прорывают туфобрекчий, как это наблюдается на о. Айвазовского. В целом возраст дайкового комплекса, возможно, датско-палеогеновый. Правда, нельзя отрицать вероятность более древнего возраста всех этих пород и их принадлежности

верхней части габброидного аллохтона, перемещенного сюда в маастрихте. Взаимоотношения параллельных даек между собой, с более древними габброидами и с молодыми вулканическими породами аналогичны изученным в меловом комплексе Кипра, ставшем тектонотипом подобных образований (Мурс, Вайн, 1973). Только рассмотренный комплекс Шикотана в его обнаженной части представлен менее полно и на значительно меньшей площади.

Вся позднемеловая история малокурильской эвгеосинклинали связана с магматической деятельностью значительного масштаба. Магматические породы разного возраста, формировавшиеся как до надвигания, так, возможно, и после него, характеризуются значительным однообразием состава (Казакова и др., 1973). Только для самых молодых образований устанавливается немного бóльшая роль андезитов и изредка появление дацитов. Сравнение средних химических составов пород показывает их сходство и по общей щелочности, и по известковистости, и по железистости. Вместе с тем выявляются различия разновозрастных образований по глиноземистости и магнезиальности. При этом базальты матакотанской свиты по содержанию глинозема (17,79%) и отношению  $FeO'/MgO$  (1,86) точно отвечают базальтам андезитовой формации (по В. А. Кутолину, 1972). В базальтах зеленовской свиты, димитровского комплекса и Ноторо-Томари последовательно убывают содержание глинозема и величина отношения  $FeO'/MgO$ . Так что породы Ноторо-Томари соответствуют по этим параметрам ( $Al_2O_3$  14,64%,  $FeO'/MgO$  1,19) базальтам толентовой океанической формации. Габброидные породы также отвечают составу толента.

Выделяется по своим особенностям эпизод щелочно-базальтового<sup>3</sup> магматизма маастрихтского времени, проявившегося преимущественно во внедрении силлов, иногда прямо в неуплотненные осадки (Гаврилов, Соловьева, 1973; Казакова и др., 1973; Yagi, 1960; Geological map..., 1971—1976). Интересно соотношение проявлений маастрихтского магматизма со специфической тектонической обстановкой надвигания габброидных пластин и общего горизонтального сжатия.

Для решения вопроса об источнике базальтовых расплавов представляют интерес результаты изучения глубинных ксенолитов из базальтов зеленовской свиты (Федорченко, Родионова, 1975). Состав ксенолитов однообразен; это амфиболиты, апопироксенитовые и апогаббровые, в меньшем количестве роговообманковые габбро, а на м. Непокорном также серпентиниты. Судя по набору ксенолитов и по составу вулканических пород, источник базальтовых расплавов можно предполагать в самых верхах верхней мантии или в нижней части «базальтового» слоя. Близость состава пород этих глубинных слоев, представляющих основание эвгеосинклинали, и габброидных массивов Шикотана позволяет предполагать их общность. По-видимому, среди габброидов присутствуют как породы древнего основания, в частности габбро-нориты, так и более молодые, интрузивные породы (оливиновые габбро).

В пределах Малых Курил габброидные аллохтоны могут представлять собой фрагменты геофизического «базальтового» слоя коры, перемещенные к северо-западу и выведенные на поверхность в результате обдукции. Масштабы перемещения не ясны. Возможно, что аллохтонные пластины не сильно удалены от своих корней. В современной структуре пластины габброидов и тела дайкового комплекса залегают, по-видимому, с пологим наклоном к юго-востоку и прослеживаются почти без перерывов на большую глубину. Именно в этой полосе, отвечающей району Немуро — Малых Курил — хребта Витязя и склону глубоководного желоба, была установлена очень крупная региональная положи-

<sup>3</sup> Маастрихтские породы относятся к щелочной серии; их индекс Пикока — 50,6, в то время как у остальных пород Шикотана — от 59 до 65.

тельная магнитная аномалия (до 900 гамм; Кочергин, 1975). Судя по характерной асимметричной форме аномалии, магнитовозмущающие тела должны залегать с наклоном к юго-востоку. Расчеты их верхних кромок в пределах хр. Витязя дали глубину 1—6 км, а далее к юго-востоку — 7—14 км, что соответствует примерно кровле «базальтового» слоя и хорошо коррелируется с приведенными геологическими данными.

Известные профили ГСЗ (Строение..., 1964; Суворов, Жильцов, 1972) показывают сравнительно небольшую мощность осадочно-вулканогенных образований Малых Курил и неглубокое положение кровли «базальтового» слоя. Глубина поверхности Мохоровичича около 15—20 км. В гравитационном поле зоне Куширо — Малых Курил отвечает крупная положительная аномалия как в редукции Буге, так и Фая. При сравнении ее с данными ГСЗ здесь установлена остаточная аномалия до +120 мгл, указывающая на существование под осадочными образованиями тела плотных пород, возможно, габброидного состава, мощностью 12—17 км (Косыгин, Павлов, 1975). Следовательно, выявляется удивительное совпадение результатов геологических и геофизических исследований.

Таким образом, все изложенные данные, хотя и очень неполные, свидетельствуют в пользу аллохтонного происхождения габброидных массивов о. Шикотан. Намечается значительная древность габброидных пород (особенно габбро-норитов) и соответствие их образованиям «базальтового» слоя. Тектоническое становление габброидных массивов во всей Малокурильской зоне можно предполагать в маастрихте. Это время вообще было отмечено началом явлений скучивания на значительных площадях эвгеосинклинальной области, в частности на востоке Сахалина. Наблюдения на о. Шикотан позволяют пока только поставить вопросы о признаках позднемеловой обдукции, о соответствии габброидов комплексу основания эвгеосинклинальной зоны, об условиях формирования дайкового комплекса, о соотношении позднемеловых и неоген-четвертичных структур. Дальнейшие исследования на Малых Курилах могут привести к пересмотру ряда традиционных представлений о тектонике этой приокеанической зоны.

### Литература

- Васильев Б. И.* О геологическом строении тихоокеанского шельфа Малой Курильской гряды.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 6.
- Вергунов Г. П.* Новые данные об ультраосновных породах Сахалина и Курильских островов.— Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 3.
- Гаврилов В. К., Соловьева Н. А.* Вулканогенно-осадочные формации геоантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Геология СССР. т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские о-ва, ч. 1, М., «Недра», 1964.
- Казакова Э. Н., Сергеев К. Ф., Стрельцов М. И.* О позднемеловом магматизме Малой Курильской гряды.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 2.
- Косыгин В. Ю., Павлов Ю. А.* Геологическая природа аномального гравитационного поля южной части Курильской островной дуги.— Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 3.
- Кочергин Е. В.* Аномальное магнитное поле акваторий Тихого океана, прилегающей к южной группе Курильских островов.— Тр. СахКНИИ, вып. 38 (геофиз. сб. № 6). Южно-Сахалинск, 1975.
- Куголин В. А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972.
- Марков М. С.* Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975.
- Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташов И. П., Соловьева И. А., Тараканов Р. З., Шуваев А. С.* Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., «Наука», 1967.
- Меланхолина Е. Н.* Формационные комплексы в структурах Сахалина и Хоккайдо.— Геотектоника, 1975, № 3.

- Мурс Э. М., Вайн Ф. Дж.* Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора.— В сб.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Неверов Ю. Л.* О габброидах острова Шикотан (Курильские острова).— В сб.: Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР, Хабаровск, 1967.
- Сальникова Н. Б., Сальников Б. А.* О находках общих форм позднесенонских иноцератов на Сахалине и Малых Курильских островах.— Изв. Сах. отд. Геогр. о-ва СССР, 1973, вып. 4.
- Сергеев К. Ф.* Тектоника Курильской островной системы. «Наука», М., 1976.
- Стрельцов М. И.* Дислокации южной части Курильской островной дуги. М., «Наука», 1976.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964.
- Суворов А. А., Жильцов Э. Г.* Результаты ГСЗ в районе южной группы Курильских островов.— Тр. СахКНИИ, вып. 26 (геофиз. сб. № 3). Южно-Сахалинск, 1972.
- Туезов И. К., Красный М. Л., Васильев Б. И., Куликов А. А., Михайлов В. И.* Геологическое строение южного звена Курильской островной дуги.— Геол. и геофизика, 1975, № 12.
- Федорченко В. И., Родионова Р. И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Geological map of Japan, scale 1 : 200 000, sheets Obihiro, Kushiro, Nemuro. Geol. Surv. Japan, 1971—1976.
- Geological map of Japan, scale 1 : 50 000 and explanatory text, sheets Kushiro — 1, 6, 9, 11, 12, 13, 14, 19, 21, 25, 27, 26—39, 32, 36, 37, 38, 49. Geol. Surv. Hokkaido, Sapporo, 1959—1968.
- Sasa Y.* Geologic map of Shikotan-to, scale 1 : 250 000, Geologic overprint, 1960.
- Yagi K.* Alcalic rocks of the Nemuro peninsula with special reference to their pillow lavas.— Intern. Geol. Rev., 1960, vol. 2, No. 10.

Геологический институт  
АН СССР

Статья поступила  
19 мая 1977 г.

**КРИТИКА И ДИСКУССИИ**

УДК 551.242.32

А. С. СТОЛЯРОВ

**К ПРОБЛЕМЕ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА  
«ДРЕВНИХ НЕКОМПЕНСИРОВАННЫХ» ПРОГИБОВ****(ПО ПОВОДУ ОДНОИМЕННОЙ СТАТЬИ А. А. ГЕОДЕКЯНА,  
Ю. М. БЕРЛИНА, В. Л. ПИЛЯК, В. Я. ТРОЦЮК, Г. Ф. УЛЬМИШЕКА;  
ГЕОТЕКТОНИКА, № 5, 1975)**

В статье А. А. Геодекяна с соавторами рассматривается очень сложная проблема палеотектонического анализа древних некомпенсированных прогибов. Авторы справедливо указывают, что широкое распространение древних впадин, не компенсированных осадконакоплением, делает необходимым разработку применительно к ним специальной методики палеотектонического анализа.

Известно, что основная трудность в установлении амплитуды тектонического прогибания некомпенсированных впадин связана с определением глубины древнего бассейна седиментации. Рассматривая существующие способы оценки глубины древних бассейнов (палеонтологические, по находкам глыбовых включений, по сопоставлению мощностей осадков в компенсированных и некомпенсированных частях бассейна), авторы указывают, что все они имеют ограниченное применение и не столь надежны, чтобы их использовать для палеотектонических реконструкций. Поэтому следует искать возможность установления величины прогибания некомпенсированных палеодепрессий, не прибегая к прямому определению глубины древнего моря. По мнению авторов, такая возможность возникает, если рассмотреть соотношение в разрезе парных толщ, одна из которых соответствует этапу некомпенсированного прогибания, а другая — этапу последующего выравнивания. Первая, представленная глубоководными отложениями, названа «толщей некомпенсации», а вышележащая — «толщей заполнения». Поскольку амплитуда прогибания за весь период накопления таких парных толщ соответствует их общей мощности, то, по мнению авторов, задача состоит в том, чтобы мощности парных толщ разделить на части, пропорциональные амплитудам прогибания в течение каждой стадии. Авторы считают, что такое подразделение может быть произведено по разрезам мелководных отложений, сформировавшихся в условиях компенсационного осадконакопления в краевой части бассейна. Они исходят из того, что количественное соотношение мощностей нижней и верхней толщ, стратиграфически соответствующих толщам некомпенсации и заполнения, будет отражать соотношение амплитуд тектонического погружения за период формирования каждой из них. Полученные цифры, как полагают авторы, правомерно экстраполировать на внутренние части палеодепрессии,

«поскольку соотношение амплитуд прогибания (но не абсолютных значений этих амплитуд) отражает общий стиль тектонических движений в пределах крупных структур, а закономерная унаследованность тектонического развития на платформах обуславливает относительную устойчивость этой величины» (стр. 112). Далее, на основе использования карты суммарных мощностей и схемы соотношения амплитуд рассчитываются амплитуды тектонических движений отдельно для этапов накопления толщи некомпенсации и толщи заполнения.

В качестве примера применения данной методики разбирается история развития Среднего Каспия и его обрамления в палеоген — раннемиоценовое время. При этом высказываются некоторые новые взгляды на историю тектонических движений в пределах рассмотренного региона. В частности, делается вывод о том, что контрастность тектонических движений в олигоцен-раннемиоценовый этап была значительно меньше, чем может быть определено из традиционно принятой прямой корреляции мощностей майкопской серии с соответствующими амплитудами погружений. Более того, указывается, что амплитуда прогибания в олигоцене — раннем миоцене (около 750 м) была меньше, чем в палеоцен-эоценовый этап (более 1000 м), и огромные мощности майкопских отложений обусловлены не только соответствующими амплитудами прогибания в олигоцене, а в значительной мере связаны с заполнением образованной в палеоцене и эоцене некомпенсированной котловины.

Проведенный авторами палеотектонический анализ на основе разработанных ими методических приемов, как и некоторые положения последних, с нашей точки зрения могут вызывать ряд возражений. Прежде всего это относится к исходному моменту — выделению «толщи некомпенсации» и «толщи заполнения». В статье указывается, что «...отложения майкопской серии имеют обычное для внутриматериковых областей прогибания распределение мощностей — в областях наибольшего погружения они увеличены и уменьшены на структурных элементах, амплитуда прогибания которых была относительно небольшой. Палеоцен-эоценовая толща отличается другим планом распределения мощностей: максимальные мощности наблюдаются на склонах обрамляющих поднятий, а минимальные — в пределах внутренних районов этой области прогибания... Вещественный состав и история накопления палеоцен-эоценового и майкопского комплексов позволяют рассматривать первый в качестве толщи некомпенсации, а второй — как толщу заполнения. Такое деление, правда, в какой-то мере условно, поскольку заполнение происходило постепенно от краев впадины к ее центру и, например, хадумский горизонт можно было бы в бортовых частях отнести к толще заполнения, а в центральных — к толще некомпенсации» (стр. 113).

Как видно, авторы сами указывают на условность принятого ими подразделения, хотя, по-видимому, никакая условность здесь недопустима. Остается совершенно неясным, почему, сознавая данное обстоятельство, авторы пошли на заведомо неверное подразделение всего комплекса отложений. А ведь от того, как произведено подразделение на исходные толщи, зависят и все последующие вычисления, построения и вытекающие из них выводы. В рассматриваемом примере этот момент важен еще и в том отношении, что к хадуму в настоящее время относятся отложения до нижних горизонтов верхнего олигоцена включительно (Вялов, 1963; Веселов, Шеремета, 1966; Жижченко, 1964; Сомов, 1967; Семенов, Столяров, 1970, и др.), что по продолжительности составляет более половины всего второго этапа авторов. Действительно, только с позднего олигоцена началось интенсивное осадконакопление в центральных частях описываемого бассейна, о чем уже указывалось раньше (Столяров, 1961; Семенов, Столяров, 1970, и др.).

Из сказанного следует, что подразделение палеоген-раннемиоценового комплекса применительно к данной методике палеотектонического анализа должно быть иным: к толще некомпенсации следует относить отложения палеогена по крайней мере до среднего олигоцена включительно, а к толще заполнения — образования позднего олигоцена — раннего миоцена. По-видимому, нет необходимости подробно останавливаться на том, что одно это обстоятельство должно внести существенные коррективы в те выводы авторов, которые были приведены выше. Отметим лишь, что если даже провести их формальную трансформацию с учетом указанного разделения на толщи некомпенсации и заполнения, то следует говорить о меньшей контрастности тектонических движений только в позднем олигоцене. Но и этот вывод, как мы покажем ниже, вызывает возражения.

Проводя экстраполяцию данных о соотношении амплитуд в мелководных разрезах на глубоководные части бассейна, авторы исходят из выдержанности общего стиля тектонических движений в пределах крупных структур. Это значит, что характер тектонических движений в краевых и центральных частях бассейна предполагается в целом сходным. И это, видимо, в общем случае справедливо. Однако если это положение использовать не только для экстраполяции отношения мощностей, но и с точки зрения анализа изменения фаций по разрезу, то выводы могут быть иными, чем те, которые сделаны авторами статьи. Так, по разрезам краевых частей рассматриваемого бассейна (Мангышлак, северный склон Кавказа) видно, что самые верхи эоцена (белоглинская, адаевская свиты) сложены более мелководными отложениями (мергели), чем подстилающие (кумская свита с комплексом пелагических акул и фораминифер) и покрывающие образования (хадум). Следовательно, можно говорить о том, что существовавший в раннем палеогене некомпенсированный прогиб был в значительной мере выравнен в конце эоценового времени либо в результате седиментационного заполнения, а скорее всего в связи с проявлением восходящих тектонических движений. В таком случае существование глубоководного бассейна в раннем олигоцене следует связывать уже с новым этапом некомпенсированного прогибания, а не с унаследованием (или лишь с частичным унаследованием) ранее существовавшей глубоководной впадины.

Но, пожалуй, еще более важно отметить, что и в течение олигоценового времени развитие прогиба сопровождалось изменением знака тектонических движений. Так, к концу среднего олигоцена вновь произошло относительное выравнивание и общее сравнительное обмеление бассейна, выразившееся в формировании одного из самых четких горизонтов в разрезе олигоцена — соленовского (Мерклин, Столяров, 1962, и др.). Поэтому накопление вышележащих многосотметровых позднеолигоценово-раннемиоценовых отложений следует опять-таки связывать не с механическим заполнением ранее существовавшего глубокого прогиба, а в основном с проявлением нового этапа контрастных тектонических движений, которые уже сопровождались выносом в бассейн огромных масс терригенного материала, приводившего к значительной компенсации прогибания осадконакоплением. Надо сказать, что и в это время прогибание значительно опережало мощное накопление осадков, о чем свидетельствуют большие глубины (до 500—600 м) даже в краевых частях бассейна, например на Мангышлаке (Мерклин и др., 1960; Столяров, 1961). Мелководные отложения появляются здесь только в раннем миоцене. И вновь образование этих отложений скорее всего следует связывать не с компенсацией осадками глубоководной впадины, а с проявлением нового этапа восходящих тектонических движений, приведших к общему воздыманию значительных по площади краевых участков бассейна (Столяров, 1961).



Таким образом, по сути дела в палеоген-нижнемиоценовом комплексе мы не видим такой толщи, которую можно было бы однозначно, без всяких оговорок, выделить в качестве «толщи заполнения». Развитие некомпенсированного прогиба в палеогене на рассматриваемой территории протекало на фоне колебательных движений, которые приводили сначала к образованию глубоководных впадин, а затем к сравнительному обмелению и относительному выравниванию морфологии морского бассейна.

В этой связи следует отметить, что предлагаемая методика не в состоянии учесть в количественном отношении разнонаправленный характер тектонических движений. Поэтому она анализирует лишь однонаправленное, нисходящее развитие прогиба (прогибание — заполнение), т. е. простейшие случаи, видимо, редко встречающиеся в природе и свойственные каким-то кратковременным этапам развития. Чем крупнее отрезок геологического времени, принятый для анализа по данной методике, тем (в общем случае) больше следует считаться с возможностью получить ошибочный результат в связи с разнонаправленным характером тектонических движений. Недоучет этого обстоятельства, а также другие неточности проведенного анализа, о которых будет сказано ниже, с нашей точки зрения привели авторов к ошибочному выводу о меньшей величине и контрастности тектонических движений в олигоцене по сравнению с теми, какими они представлялись раньше. Ведь именно олигоцен, и в частности поздний олигоцен, знаменателен глобальным характером проявления контрастных тектонических движений, с которых начинается неотектонический этап развития Земли и образование современных горных систем.

Из более частных замечаний нам бы хотелось отметить следующие. Авторы указывают, что «во избежание ошибки следует обратить особое внимание на то, чтобы весь выбранный комплекс подстирался и перекрывался несомненно мелководными отложениями (или поверхностями региональных перерывов в осадконакоплении)» (стр. 111). Эта оговорка продиктована тем обстоятельством, что от правильного определения суммарной мощности (суммарной амплитуды) парных толщ целиком зависит достоверность определения амплитуд прогибания для каждой из них. Нам представляется, что приведенное условие требует уточнения, так как наличие регионального перерыва в верхней части таких толщ неизбежно связано с размыванием их кровли и искажением суммарной мощности. И с этой точки зрения разбираемый в статье пример не совсем удачен, поскольку в Закаспии, да и во многих районах Предкавказья, верхняя часть отложений майкопской серии подверглась размыву местами на многие десятки метров, что не может не учитываться при определении суммарных мощностей. Поэтому суммарные мощности палеоцен-эоценовых и олигоцен-нижнемиоценовых отложений для районов Закаспия вряд ли вообще можно использовать для каких-либо построений подобного рода. Предсреднемиоценовый размыв был здесь настолько значительным, что даже в наиболее полных разрезах Южно-Мангышлакского прогиба часто отсутствуют целиком отложения нижнего миоцена и верхние горизонты олигоцена (Столяров, 1961 и др.).

Отдельно следует остановиться на схеме равных отношений амплитуд тектонического прогибания на палеоцен-эоценовое и олигоцен-раннемиоценовое время, поскольку она является ключевой. Прежде всего обращает на себя внимание то обстоятельство, что она базируется на весьма ограниченном материале — всего на семи разрезах, из которых только три приходится на Кавказскую область. Из четырех закаспийских разрезов один представляет геосинклинальную область Западного Копетдага, которая отличается по стилю тектонических движений от рассматриваемой области молодой платформы. Этот разрез вряд ли правильно привлекать для построений, тем более, что он, как указыва-

ют авторы, является опорным для всей территории Восточного Предкавказья, где на северном склоне Большого Кавказа размыты отложения мелководной зоны моря. Из других разрезов — один приходится на район Южного Мангышлака, в котором допущена значительная ошибка в определении суммарной мощности<sup>1</sup>, а другой — на район Устюрта, где размыты отложения нижнего миоцена, верхнего и частично среднего олигоцена. Ясно, что такие данные никак не могут явиться основой для каких-либо вычислений и палеотектонического анализа по предлагаемой методике.

Как видно, рассмотренный в статье пример не только не помогает раскрыть существо данного способа палеотектонического анализа древних некомпенсированных прогибов, но и набрасывает на него тень. Повидимому, необходима его дальнейшая апробация на более показательных примерах, проанализированных в комплексе со всеми другими возможными методами тектонического анализа мощностей (Яншин, Гарецкий, 1960 и др.).

#### Литература

- Веселов А. А., Шеремета В. Г.* О фауне остракод олигоцена и стратиграфическом положении остракодовых слоев в Причерноморской впадине и Крымско-Кавказской области.— Палеонтол. сб., 1966, № 3.
- Вялов О. С.* О соотношении первого и второго остракодовых пластов Кавказского олигоцена.— Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 4.
- Геодекан А. А., Берлин Ю. М., Пиляк В. Л., Троцюк В. Я., Ульмишек Г. Ф.* К проблеме палеотектонического анализа древних некомпенсированных прогибов (на примере палеогена Среднего Каспия и его обрамления).— Геотектоника, 1975, № 5.
- Жижченко Б. П.* Стратиграфия верхнеэоценовых и олигоценовых отложений Северного Кавказа и смежных областей.— Сов. геология, 1964, № 3.
- Кручинин К. В.* Некоторые новые данные о майкопских отложениях Южного Мангышлака.— Геол. сборник, 8, 1963. Тр. ВНИГРИ, вып. 220.
- Мерклин Р. Л., Морозова В. Г., Столяров А. С.* О биостратиграфии майкопских отложений Южного Мангышлака.— Докл. АН СССР, 1960, т. 133, № 3.
- Мерклин Р. Л., Столяров А. С.* О соленовском горизонте Западного Копетдага.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, т. XXXVII, № 5.
- Семенов Г. И., Столяров А. С.* О корреляции разрезов ранофациальных отложений олигоцена Мангышлака и Предкавказья.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. XLV, вып. 1.
- Сомов В. Д.* Горизонты олигоцена Северного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1967, т. 161, № 6.
- Столяров А. С.* Случай некомпенсированного прогибания в условиях молодой платформы в олигоцене Южного Мангышлака.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. XXXVI, вып. 5.
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г.* Тектонический анализ мощностей.— В кн.: Методы изучения тектонических структур, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1960.

Статья поступила  
23 ноября 1976 г.

---

<sup>1</sup> Следует отметить, что приведенные на рис. 1 суммарные мощности (750 м) палеоцен-эоценовых и олигоцен-нижнемиоценовых отложений для районов Южного Мангышлака явно занижены, так как только неполная мощность олигоцен-нижнемиоценовых отложений, например по скв. 5, достигает более 800 м, а неполная (скважина остановлена в среднем эоцене) суммарная мощность палеоген-нижнемиоценовых отложений более 1000 м (Кручинин, 1963).



## ХРОНИКА

УДК 551.242.03(234.3)

### КОРРЕЛЯЦИЯ ДОВАРИСЦИЙСКИХ И ВАРИСЦИЙСКИХ СОБЫТИЙ В АЛЬПИЙСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОМ ГОРНОМ ПОЯСЕ

(Грац, Австрия, 2—8 сентября 1977 года)

Исследования по Международной программе геологической корреляции (МПГК) успешно развиваются. В настоящей заметке рассказывается о работе еще одного проекта, в котором принимают участие советские геологи.

Проект № 5 — «Корреляция доварисцийских и варисцийских событий в Альпийско-Средиземноморском горном поясе» был принят в 1976 г. на 4-й сессии Совета МПГК в Нигерии.

В Альпийской складчатой области альпийские процессы переработали варисцийские и доварисцийские структуры. Наши знания о палеозойских событиях на этой территории неполны. Поэтому палеозойское основание не рассматривалось с достаточной степенью детальности в моделях развития Средиземноморского пояса. Целью проекта является исследование палеозойских отложений, их стратиграфии, изучение метаморфических, магматических и тектонических явлений и событий в течение палеозоя и реконструкция палеогеографической и тектонической эволюции. Проект рассчитан на 10 лет — до 1986 г. Руководителями проекта являются проф. П. Ф. Сасси (Падуа, Италия), проф. Х. Флюгель (Грац, Австрия) и проф. Х. Спасов (София, Болгария). В настоящее время в работе проекта участвуют национальные рабочие группы 10 стран: Франции, Италии, Австрии, Чехословакии, Венгрии, Югославии, Болгарии, Турции, ГДР и Советского Союза.

Первую рабочую встречу участники проекта провели в полевых условиях в Восточных Альпах в Австрии со 2 по 8 сентября 1977 г. В ней приняли участие: профессор университета г. Грац Х. Флюгель (организатор встречи), Ф. Эбнер, А. Феннигер, Г. Холцер (Австрия), Т. Шедеркеньи, Д. Лелькеш, К. Миклош (Венгрия), Д. Франке (ГДР), Г. Ваи (Италия), проф. А. Рамовш (Югославия), П. Грецула, И. Варга, А. Вазарова (Чехословакия), Ш. Адамия, А. Белов, Б. Слюсарь (СССР).

Целью встречи было изучение на примере Восточных Альп возраста варисцийских фаз складчатости. Участники познакомились с наиболее представительными разрезами палеозойских отложений Северной граувакковой зоны, Гурктальского покрова, района г. Грац, Гайльталских и Карнийских Альп. При движении с юга на север картина взаимоотношений между верхнепалеозойскими отложениями орогенной стадии развития и подстилающими их смятыми в складки и метаморфизованными средне- и нижнепалеозойскими толщами собственно геосинклинальной стадии развития представилась участникам экскурсии в следующем виде.

Южнее Периадриатического линеймента главное варисцийское несогласие находится в основании верхнекаменноугольной свиты Ауэрниг, залегающей на среднем и верхнем девоне, нижнем карбоне, нижне- и среднекаменноугольной свите Хохвипфель (районы Насфельда, р. Марбах, Странитгер-альм и Вандегер-альм). Это несогласие рассматривается как проявление леонской фазы складчатости (конец вестфала, северная Испания), либо как самостоятельная карнийская фаза между вестфалом и стефаном. В разных обнажениях самые нижние слои свиты Ауэрниг имеют возраст либо нижнекасимовский, либо среднекасимовский, в связи с чем ставится вопрос о проявлении астурийской фазы (внутри стефана). На горе Роскофель наблюдается несогласное залегание нижней перми (раттендорфские слои) непосредственно на девонских известняках. В основании разреза перми в конгломератах обнаружена галька верхнекаменноугольных фузулиновых известняков. Это несогласие также может быть интерпретиро-

вано как проявление астурийской фазы. Следующее параллельное несогласие в основании среднепермских греденских слоев считается отражением заальской фазы. Западнее в Ломбардии и Бергамских Альпах греденские слои залегают на кристаллических сланцах и гнейсах.

В результате состоявшейся дискуссии участники встречи пришли к заключению, что рассмотренные материалы позволяют либо свести все дело к одной главной фазе деформаций — предпозднекаменноугольной (леонской), а остальные несогласия объяснять развитием трансгрессии, регрессиями и вообще эпейрогеническими движениями. Вторым решением может быть признание за каждым несогласием свидетельства орогенической фазы — леонской, астурийской и заальской. Таково положение к югу от Периадриатического линеамента, где достаточно полные разрезы морского верхнего палеозоя и много точных стратиграфических данных для суждения о проявлении тектонических движений.

К северу от Периадриатического линеамента разрезы верхнего палеозоя гораздо менее полные, отложения континентальные, остатков флоры мало. В долине р. Гайль среднепермские красноцветы залегают непосредственно на кристаллических сланцах докембрия. В южной части Гурктальского покрова в Каринтии на метаморфизованных и смятых в складки породах нижнего — среднего палеозоя залегают в разных районах то низы стефана, то его верхи, то нижнепермские красноцветы с вулканитами, то пермо-триасовые отложения. Севернее, в районе Туррах, на том же комплексе лежит континентальная угленосная толща, содержащая остатки флоры вестфала. С видимым согласием на среднем карбоне Турраха залегают красноцветные алевролиты, песчаники и конгломераты свиты Верхцирм, возможно, средней перми.

В северной граувакковой зоне в разрезе норийского покрова, близ г. Эйзенерц, наблюдается классическое угловое несогласие между ордовик-девонской толщей и красноцветными континентальными слоями Пребихл средней перми, сменяющимися вверх верфенскими отложениями. Какой фазе складчатости соответствует это несогласие, не ясно.

В целом для верхнеавстрийских покровов к северу от Периадриатического линеамента можно признать более раннее проявление варисийской складчатости, вероятно, отвечающее судетской фазе (Туррах). Что касается существования более поздних фаз, то решение получается опять неопределенное. Присутствие несогласий в основании разных стратиграфических горизонтов верхнего палеозоя может быть объяснено развитием смещенных комплексов и перерывами различной длительности после главной фазы. В то же время не следует забывать, что процессы складчатости (скупивания) начались в обеих областях и к северу и к югу от Периадриатического линеамента в начале виле, когда начали образовываться флиш и олистостромы.

Всесторонне обсудив проблему возраста варисийских фаз складчатости Восточных Альп, участники встречи пришли к заключению о большой пользе проделанной во время экскурсий работы и о необходимости продолжить исследования в плане сравнения материалов по фазам складчатости Восточных Альп с другими районами Средиземноморского пояса.

Во время встречи и экскурсий участники обсудили планы дальнейшей работы по программе проекта и ознакомили друг друга с уже полученными результатами. Советская рабочая группа проводит изучение палеозоя и докембрия на Кавказе, в Восточных Карпатах и на территории Скифской платформы. Одной из главных целей наших исследований является создание палеотектонических и палеогеографических реконструкций основных стадий доальпийского развития Средиземноморского пояса. Участники встречи договорились о проведении следующих полевых работ рабочей группы: в 1978 г. в Венгрии, в 1979 в Болгарии, в 1980 на Сардинии, в 1981 в Чехословакии и в 1982 г. в СССР, на Кавказе.

Первая встреча рабочей группы проекта прошла на высоком научном и организационном уровне, чему немало способствовали дух коллегиальности, взаимоуважения и дружбы, который царил в течение всего хода встречи.

*Ш. А. Адамия, А. А. Белов, Б. С. Слюсарь*

*Редакционная коллегия:*

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

*Адрес редакции*

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

Технический редактор *Е. А. Проценко*

---

Сдано в набор 07.03.78    Подписано к печати 14.04.78    Т-00284    Формат бумаги 70×108<sup>1/16</sup>  
Высокая печать    Усл. печ. л. 12,6    Уч.-изд. л. 13,7    Бум. л. 4<sup>1/2</sup>    Тираж 2055 экз.    Зак. 4078

---

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

В 113  
ПЕСОЧНИЙ ПЕР 3-42  
МАКАРЧЕВУ Г И  
70228

Цена 1 р. 20 к.  
Индекс 70228

5



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Геотектоника, 1978, № 3