

228-35-16

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА·1978

## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

СЕНТЯБРЬ — ОКТЯБРЬ

МОСКВА

№ 5, 1978

## СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                                                                                      |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Кропоткин П. Н. Сейсмичность, связанная с изломом погружающейся литосферной плиты (субдукцией)                                       | 3   |
| Власов Г. М., Попкова М. И. О типах ортогеосинклиналей                                                                               | 9   |
| Леонов М. Г. Олистоостромы и их генезис                                                                                              | 18  |
| Цейслер В. М. Роль ассоциаций осадочных формаций при палеотектонических реконструкциях                                               | 34  |
| Ставцев А. Л. О типах структурных ограничений древних платформ                                                                       | 39  |
| Апольский О. П. О тектоническом развитии восточной части Балтийского щита в раннем докембрии                                         | 52  |
| Куклей Л. Н. Соотношения разноплановых тектонических структур в протерозойских толщах северо-западного Таймыра                       | 61  |
| Христов Е. В., Христова М. П. Структурное положение и особенности строения офиолитов восточной части Южно-Тянь-Шаньского пояса       | 72  |
| Куренков С. А. Серпентинитовый меланж и олистоостромовые комплексы Алайского хребта (Южный Тянь-Шань)                                | 84  |
| Суетенко О. Д., Головченко Е. В., Ээнжин Г. Палеозойские тектонические покровы в восточных отрогах Гобийского Алтая (Южная Монголия) | 94  |
| Геншафт Ю. С., Зайцев Н. С., Салтыковский А. Я. Строение глубинных зон и базальтовый вулканизм Монголии                              | 105 |

## Хроника

|                                                                                            |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Закариадзе Г. С., Леонов Ю. Г., Ханн В. Е. Шестой colloquium по геологии Эгейского региона | 116 |
|--------------------------------------------------------------------------------------------|-----|

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

SEPTEMBER — OCTOBER

MOSCOW

№ 5, 1978

## CONTENTS

|                                                                                                                                                                        |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Kropotkin P. N.</b> Seismicity associated with a fracture of the subsiding lithospheric plate (subduction) . . . . .                                                | 3   |
| <b>Vlasov G. M., Popkova M. I.</b> On types of orthogeosynclines . . . . .                                                                                             | 9   |
| <b>Leonov M. G.</b> Olistostromes and their genesis . . . . .                                                                                                          | 18  |
| <b>Tseisler V. M.</b> The role of associations of sedimentary formations in paleotectonic reconstructions . . . . .                                                    | 34  |
| <b>Stavtsev A. L.</b> On types of structural framings of the old platforms . . . . .                                                                                   | 39  |
| <b>Apolsky O. P.</b> On tectonic development of the eastern part of the Baltic shield in the Eearly Precambrian . . . . .                                              | 52  |
| <b>Kuklei L. N.</b> Relationships of differently oriented tectonic structures in Proterozoic deposits of the north — western Taimir . . . . .                          | 61  |
| <b>Khristov E. V., Khristova M. P.</b> Structural position and peculiarities of the ophiolite structure in the eastern part of the Southern Tien — Shan belt . . . . . | 72  |
| <b>Kurenkov S. A.</b> Serpentinic melange and olistostrome complexes of the Alai Ridge (Southern Tien — Shan) . . . . .                                                | 84  |
| <b>Suetenko O. D., Golovchenko E. V., Eenzhin G.</b> Paleozoic tectonic overthrust sheets in the eastern spurs of the Gobian Altai (Southern Mongolia) . . . . .       | 94  |
| <b>Genshaft Yu. S., Zaitsev N. S., Saltykovsky A. Ya.</b> Structure of the depth zones and basaltic volcanism of Mongolia . . . . .                                    | 105 |

## Chronicles

|                                                                                                                    |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Zakariadze G. S., Leonov Yu. G., Khain V. E.</b> The VI-th Colloquium on geology of the Aegean region . . . . . | 116 |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|

УДК 551.241 : 550.34

П. Н. КРОПОТКИН

**СЕЙСМИЧНОСТЬ, СВЯЗАННАЯ С ИЗЛОМОМ  
ПОГРУЖАЮЩЕЙСЯ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ (СУБДУКЦИЕЙ)**

На основании экспериментальных данных по сейсмичности района Японской и Курильской островных дуг и теоретических соображений о механизме субдукции рассматриваются данные о существовании сейсмофокальных зон особого типа, связанных с изломом круто погружающихся литосферных плит. Такие сейсмофокальные зоны, в отличие от известных зон Бенюфа — Заварицкого, имеют наклон в противоположную от них сторону и прослеживаются на меньшую глубину (до 150 км).

Так называемые зоны Бенюфа — наклонные сейсмофокальные зоны, которые погружаются на глубину до 200—720 км от глубоких желобов, расположенных у периферии океана, под островные дуги и молодые складчатые хребты, уже давно рассматривались А. Н. Заварицким (Заварицкий, 1946) и Г. Штилле (Штилле, 1957) как глубинные надвиги, зоны относительного смещения крупных блоков земной коры и верхней мантии. Это смещение представляет собой надвигание материкового блока (или островной дуги) на литосферную плиту океана или соответствующее пододвигание океанической коры и слоя мантии, лежащего под нею, под структурный блок островной дуги или окраины континента (например, под зону Южно-Американских Анд). Такие относительные смещения несомненно связаны с сильнейшим горизонтально ориентированным сжатием, которое достигает, по-видимому,  $1000\text{--}2000\text{ кг/см}^2$  (Кропоткин, 1967; Ларионов, 1975; Ушаков, Красс, 1972).

Справедливость такой геодинамической интерпретации доказывается возникновением складчатых деформаций и надвигов в островных дугах, ориентировкой напряжений, действующих в очагах землетрясений (Балакина и др., 1972), распределением изостатических аномалий — положительных в приподнятом, надвинутом блоке и отрицательных в пододвинутом блоке, который затянут тектоническими силами вниз, ниже положения равновесия (Кропоткин, 1972), аналогичным распределением аномалий изобарии (Исаев и др., 1972), особенностями дугообразной формы образующихся структур (Островные дуги, 1952), морфологией склонов желобов и их соотношением с формой осевой поверхности сейсмофокальной зоны (Кропоткин, Шахварстова, 1965).

А. Н. Заварицкому и Г. Штилле представлялось, что это относительное перемещение обязано надвижению островных дуг на Тихоокеанскую впадину, которая рассматривалась в то время как единый, сравнительно неподвижный блок. Глубокие впадины периферических желобов, резкие нарушения изостазии, вулканические пояса и глубокофокусные землетрясения, писал Г. Штилле, «связаны с основным процессом — надвигом на обширный блок Тихого океана окружающих континентальных блоков, в котором точным отражением наиболее молодых тектонических процессов служат изобаты крупной надвиговой поверхности. Краевые впадины представляют собой фронт надвига, линия вулканов — примерное положение изобаты 100 км. Линию, вдоль которой начинаются глубокофокусные землетрясения, отмечает изобата 300 км; там, где такие

глубокофокусные землетрясения прекращаются, проходит изобата 700 км» (Штилле, 1957, стр. 202).

В настоящее время главная роль в этом процессе отводится пододвиганию (субдукции) коры и мантии Тихого океана под окаймляющие его островные дуги и складчатые сооружения, пододвиганию коры и мантии Атлантического океана под дугу Антильских островов и т. д. Такая интерпретация вытекает из анализа общей картины движения литосферных плит, определения возраста второго слоя, формирующего земную кору в океанах, и изучения полосовых магнитных аномалий, которые в конечном счете связаны с затвердеванием океанических

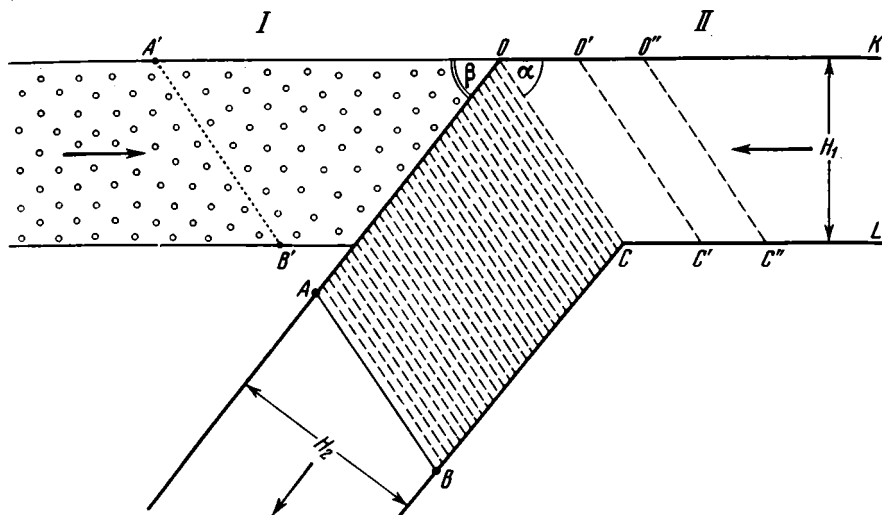


Рис. 1. Схема деформаций в литосферной плите II, испытывающей субдукцию (относительное пододвигание) при погружении под надвинутый блок I. Стрелками указано встречное направление движения плит I (материковый блок, островная дуга) и II (океанический блок); ОС — линия излома, АОСВ — часть литосферной плиты II, отогнутая вниз под действием веса надвинутного блока. Следы более ранних деформаций и сколовых смещений в погруженном под надвиг блоке АОСВ указаны пунктиром. О'С', О''С'' — сечения, до которых при дальнейшем встречном движении плит дойдет деформация излома в погружающейся части плиты

базальтовых лав, интрузий и даек в условиях «переменного» магнитного поля Земли (Ле Пишон и др., 1977; Сорохтин, 1974; Проблемы глобальной тектоники, 1973).

Аналоги зон Бенюфа обнаруживаются сейчас в Средиземноморье (Апеннинско-Сицилийская, Критская дуги) и в Крымско-Кавказской области (Кропоткин, Ларионов, 1976).

Однако в любом случае — будем ли мы рассматривать описываемые механические соотношения блоков, разделенных наклонной поверхностью Бенюфа, как надвиг островной дуги на неподвижную кору и мантию океана, или как подвиг океанической коры под островную дугу (условно считая эту дугу неподвижной), или же, наконец, как комбинацию надвига и поддвига — характеристика общей картины напряжений остается в принципе одинаковой. Подвинутый блок в любом случае должен испытывать резкий изгиб или излом в зоне, наклоненной под углом  $\alpha$  от оси желоба в сторону, противоположную наклону зоны Бенюфа.

На рис. 1 показана схема образования такого излома. В процессе субдукции океаническая кора (блок II) погружается таким образом, что материальные точки А и В оказываются расположенными на значительной глубине под надвинутым блоком I, а не в тех пунктах А' и В', где они находились бы, если бы блок II свободно продолжал свое движение, не встречая упора со стороны блока I. Если же интерпретировать эту

схему как результат надвигания блока I на неподвижный второй блок, то ясно, что под нагрузкой надвинутых масс материальные точки, находившиеся ранее в пунктах A' и B', будут вдавлены на глубину до позиции A, B. При этом  $A'B' = AB = OC$ . Под действием горизонтального сжатия (указанного верхними стрелками на рис. 1) возникнут скалывающие напряжения, которые достигают максимума на плоскостях, наклоненных приблизительно под углом  $45^\circ$ . Поэтому естественно приписать углу  $\alpha$  значение, близкое к  $45^\circ$ . Наклон зон Бенъофа  $\beta$  варьирует, как известно, от  $20$  до  $70^\circ$ , будучи в среднем тоже близок к  $45^\circ$ .

При непрерывном относительном перемещении блоков I и II зона максимальных скалывающих напряжений и деформаций, которую можно назвать зоной излома в пододвинутой плите, будет перемещаться от OC к O'C', O''C'' и далее. В момент, изображенный на схеме, блок OKLC движется как монолитная масса, внутри которой деформации не происходят, за исключением узкой зоны излома, примыкающей к плоскости OC (т. е. к плоскости, которая пересекает плоскость чертежа на линии OC). Погруженная часть блока (АОСВ) также перемещается как монолит, за исключением небольшой части, непосредственно примыкающей к OC. Но механические свойства погруженного блока должны существенно отличаться от свойств монолита OKLC, так как блок АОСВ в процессе своего погружения одновременно был рассечен множеством сколовых смещений, приблизительно параллельных плоскости OC — осевой (средней) плоскости зоны излома.

Бликие соображения, следующие из схемы субдукции в теории тектоники плит, были высказаны О. Г. Сорохтиным и Л. И. Лобковским. «Надвигаемая литосферная плита оказывает значительное избыточное давление  $\Delta P$  на погружающуюся под нее плиту. После достижения предела прочности пород литосферы на скалывание  $\Delta P = \tau_{\text{с}}$ , поддвигаемая плита ломается и изменяет направление своего движения, начиная круто опускаться в мантию» (Сорохтин, 1974, стр. 131). «Судя по геофизическим данным, поддвигаемая плита в зоне Заварицкого — Бенъофа не плавно изгибается, а резко «ломается». Это позволяет предполагать, что в теле пододвигаемой плиты пластические деформации развиваются в узкой линейной зоне, сопряженной с сейсмофокальной зоной Бенъофа, но наклоненной в противоположную сторону» (Лобковский, Сорохтин, 1976, стр. 25). Из геометрии зоны поддвига эти авторы определяют соотношение между углами наклона  $\alpha$ ,  $\beta$  и мощностью плиты  $H_1$  и  $H_2$  до и после зоны пластического сдвига:  $H_2 = H_1 [\sin(\alpha + \beta) : \sin \alpha]$ . Данная формула показывает, что в общем случае  $H_2 \neq H_1$ . При  $\alpha = \beta = 45^\circ$  значение  $H_2 = 1,414 H_1$ .

Можно ожидать что в зонах излома, сопряженных с зонами Бенъофа, но наклоненных в противоположную сторону, должна иметь место активная сейсмичность, связанная со сколами — сдвиговыми смещениями по плоскости OC и близким к ней, приблизительно параллельным OC плоскостям (рис. 1). В процессе субдукции такие сейсмичные зоны в теле поддвигаемого блока должны быть скользящими. С течением времени, когда материальные точки O', O'' приблизятся к блоку I, сейсмогенные деформации охватят зоны O'C', O''C''. В этом их принципиальное отличие от обычных, сравнительно стационарных зон сейсмичности, связанных с длительно живущими разломами (каковы, например, зоны разлома Сан-Андреас, рифтов Восточной Африки и др.).

С этими априорными соображениями согласуется недавно обнаруженная особенность сейсмичных зон Дальнего Востока — сейсмофокальные зоны, сопряженные с зонами Бенъофа, но наклоненные в противоположную сторону (рис. 2). Такие зоны, наклоненные вблизи Курильского и Японского желобов в сторону Тихого океана под углом  $35$ — $47^\circ$ , были описаны Р. З. Таракановым и П. М. Сычевым (Sychev, Tarakanov, 1976; Тараканов и др., 1976). Наличие такой зоны вблизи о. Хонсю под-

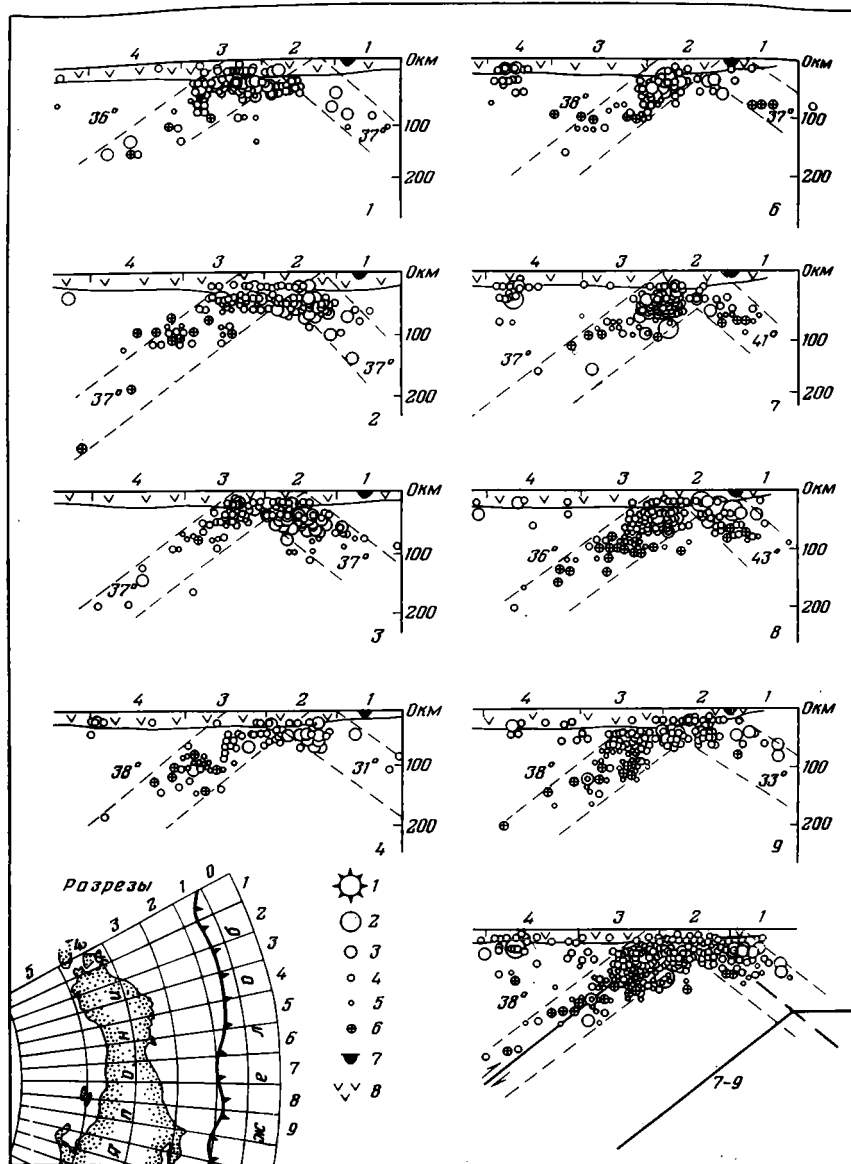


Рис. 2. (По П. М. Сычеву и Р. З. Тарakanову, с дополнениями). Проекция очагов землетрясений на вертикальные плоскости разрезов, пересекающих Японский желоб и Японию.

1—6 — очаги землетрясений различной магнитуды  $M$  (1 —  $M=7,5$ ; 2 —  $7,25 > M > 6,25$ ; 3 —  $6,25 > M > 5,25$ ; 4 —  $5,25 > M > 4,25$ ; 5 —  $M=3-4$ ; 6 — магнитуда неизвестна), 7 — ось глубоководного желоба, 8 — земная кора, 9 — номера разрезов на схеме в нижнем левом углу рисунка. Дополнения (на разрезе 7—9): ограничения океанической литосферной плиты, испытывающей субдукцию (жирные линии), положение срединной плоскости зоны ее излома (жирный пунктир), относительное направление смещений на плоскости глубинного поддвига (стрелки)

тверждено позднейшими работами А. Хасегава, Н. Умино и А. Такаги. Ими использованы данные наблюдений на сети высокочувствительных сейсмостанций в районе Сендая, обеспечивающей определение координат очага землетрясения с погрешностью не более первых километров. По аналогии с зонами Беньофа их можно было бы назвать сейсмофокальными зонами Тараканова по имени советского сейсмолога Р. З. Тараканова, много сделавшего для изучения сейсмичности и глубинного геологического строения Дальнего Востока.

На рис. 2, заимствованном из работы П. М. Сычева и Р. З. Тараканова, показано на 8 разрезах, перпендикулярных к оси Японского желоба, положение зоны Беньофа и зоны, связанной, по нашему мнению, с изломом погружающейся литосферной плиты. В то время как зона Беньофа прослеживается в этом районе под Японией и Японским морем до глубины 600 км (на рис. 2 показана только ее верхняя часть до уровня 200—300 км), зона Тараканова, столь же непрерывная по простиранию (свыше 700 км), прослеживается только на глубину 100—140 км. Кроме того, например, на разрезах 1, 3, 7 и 8 можно заметить, что магнитуда землетрясений  $M$  в этой зоне быстро уменьшается с глубиной. Землетрясения с  $M > 6,5$  отмечены в зоне Тараканова только на глубине 20—35 км (разрез 8), слабые землетрясения ( $M = 3—4$ ) указываются на глубинах 60—110 км (разрезы 1, 3, 7, 8). В одном случае очаг с  $M = 5,25—6,25$  показан на глубине 140 км (разрез 2).

Такое уменьшение магнитуды землетрясения с погружением сейсмофокальной зоны вполне понятно, если учесть, что с глубиной мы, по-видимому, переходим в область астеносферы. Здесь пониженная вязкость на глубине 100—150 км препятствует возникновению значительных напряжений и накоплению соответствующей энергии упругих деформаций в единице объема. Деформации в зоне излома приобретают на этой глубине пластический характер.

На последнем разрезе рис. 2, суммирующем данные по пересечениям 7, 8 и 9, нами добавлены жирные линии и стрелки, которые поясняют характер деформаций и смещений в сейсмофокальных зонах обоих типов. Видно значительное возрастание мощности  $H_2$  по сравнению с  $H_1$ . Линия, соответствующая линии ОС рис. 1, проведена на рис. 2 не посередине зоны, указанной П. М. Сычевым и Р. М. Таракановым, а несколько ниже. Это сделано исходя из того, что в силу зависимости вязких свойств мантии от температуры, землетрясения в «жестких» слоях, расположенных выше ОС, должны быть распределены в более широкой зоне, чем в слоях, расположенных ниже ОС. Сейсмичность ниже ОС затухает на сравнительно небольшом расстоянии вследствие уменьшения вязкости в астеносфере.

Для полного подтверждения интерпретации этих сейсмофокальных зон, предлагаемой нами и О. Г. Сорохтиным, необходимо исследование напряжений в очагах происходящих здесь землетрясений. Методика таких исследований позволяет определить пространственную ориентировку осей эллипсоида напряжений и положение тех двух имеющихся в нем плоскостей, на которых концентрируются максимальные скалывающие напряжения (Балакина и др., 1972). Если наша интерпретация справедлива, одна из этих плоскостей должна быть приблизительно параллельна срединной плоскости сейсмофокальной зоны, соответствующей плоскости ОС на рис. 1.

Таким образом, сейсмологические данные, позволившие Р. З. Тараканову и П. М. Сычеву выделить новый тип сейсмофокальных зон, добавляют недостающий штрих к общей картине тектоники плит и процессов субдукции. Это делает геодинамическую теорию новой глобальной тектоники еще более убедительной. Однако необходимо отметить, что сами авторы открытия делают совершенно иной вывод. Они отмечают, что «зона очагов землетрясений явно имеет наклон от остров-



ной дуги в сторону Тихого океана под Курильской и Японской с островных дуг и желобов (рис. 2). Хотя объяснение этого феномена не ясно, он противоречит предположению о пододвигании (субдукции) океанической литосферы» (Sychev, Tarakanov, 1976, стр. 1726, 1727). По их мнению, эти факты ставят якобы под сомнение современную теорию тектоники литосферных плит.

С этим утверждением никак невозможно согласиться. Напротив, возникновение сейсмофокальных зон особого типа, сопряженных с зонами Беньофа, но наклоненных в противоположную сторону, логически необходимо допустить, если исходить из теории тектоники плит.

Следует отметить, впрочем, что геодинамическая модель глубинных процессов, которой придерживались А. Н. Заварицкий и Г. Штилле, также вполне согласуется с предлагаемой нами интерпретацией сейсмофокальных зон, описанных Р. З. Таракановым.

### Литература

- Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева Н. В., Мишарина Л. А., Широкова Е. И. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М., «Наука», 1972.
- Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 2.
- Исаев Е. Н., Ушаков С. А., Гайнанов А. Г. Геофизические данные о закономерностях структуры коры в северной части Тихоокеанской переходной зоны. В сб. «Земная кора островных дуг и дальневосточных морей» (серия «Верхняя мантия», № 9). М., «Наука», 1972.
- Кропоткин П. Н. Механизм движений земной коры. Геотектоника, 1967, № 5.
- Кропоткин П. Н. Характер тектонических процессов в островных дугах Дальнего Востока и их возраст. В сб. «Земная кора островных дуг и дальневосточных морей» (серия «Верхняя мантия», № 9). М., «Наука», 1972.
- Кропоткин П. Н., Ларионов Л. В. Глубинные сейсмические разломы Крымско-Кавказской области и движение литосферных плит. Докл. АН СССР (Геофизика), 1976, т. 230, № 2.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 134. М., «Наука», 1965.
- Ларионов Л. В. Оценка величины тектонических напряжений в зонах надвига. Геотектоника, 1975, № 3.
- Ле Пишон Кс., Франшо Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М., «Мир», 1977.
- Лобковский Л. И., Сорохтин О. Г. Пластические деформации океанической литосферы в зоне поддвига плит. В сб. «Тектоника литосферных плит (динамика зоны поддвига)». М., Изд. Ин-та океанол. АН СССР, 1976.
- Островные дуги. Сборник статей (пер. с англ.). М., Изд-во иностр. лит., 1952.
- Проблемы глобальной тектоники. Сборник статей. М., «Наука», 1973.
- Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974.
- Тараканов Р. З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р. И. Особенности строения фокальных зон Курило-Камчатского и Японского регионов. В сб. «Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока». Владивосток, 1976.
- Ушаков С. А., Красс М. С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М., «Недра», 1972.
- Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. В сб. «Земная кора». М., Изд. иностр. лит., 1957.
- Sychev P. M., Tarakanov R. Z. Some inferences on the upper mantle structure and deep processes occurring in the northwest Pacific. Canad. J. Earth Sci., 1976, v. 13, № 12.

УДК 551.242

Г. М. В Л А С О В, М. И. П О П К О В А

## О ТИПАХ ОРТОГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

По соотношениям геосинклинальных систем с континентальными массивами выделено пять типов ортогеосинклиналей: океанические, окраинно-континентальные, межконтинентальные, внутриконтинентальные, континентально-блоковые. Структура, тектоно-магматические проявления и металлогения всех типов определяются сверхглубинными разломами — зонами Беньюфа. Наиболее четко охарактеризован в отношении магматической и металлогенической зональности и формационного состава пород океанический (восточноазиатский) тип.

Развитие тихоокеанских и внутриматериковых геосинклинальных систем примерно по одному плану, с проявлением сначала океанической, а затем островодужной стадий (Пейве и др., 1971), позволяет использовать установленные по периферии Тихого океана закономерности геосинклинального процесса при исследованиях в других районах. Молодые и современные Западнотихоокеанские геосинклинальные системы, свободно и гармонично развивающиеся и находящиеся в различных стадиях своего формирования, приобретают в этих условиях значение эталона. При сравнении с этим эталоном геосинклиналей других областей выявляются вариации в их строении и развитии. Вариации обусловлены главным образом различными соотношениями геосинклинальных систем с континентальными массивами, чем в значительной степени определяется характер земной коры основания.

По указанному признаку ортогеосинклинали, т. е. геосинклинали с проявлениями начального магматизма, можно разделить на следующие основные типы (Боголепов, 1974; Зоненшайн, 1972; Иванкин, 1971; Иванкин и др., 1970; Хаин, 1974; Lipman et al., 1972; Mitchell, Reading, 1971, и др.):

- 1) океанические ортогеосинклинали (восточноазиатский тип),
- 2) окраинно-континентальные » (андийский тип),
- 3) межконтинентальные » (средиземноморский тип),
- 4) внутриконтинентальные » (уральский тип),
- 5) континентально-блоковые » (алтае-саянский тип).

Несколько особняком стоят околосубдукционные «паралиагеосинклинали» (атлантический тип) с небольшим содержанием магматических пород, т. е. уже не входящие в группу собственно ортогеосинклиналей, хотя они и связаны с границей континентальной и океанической коры.

1. **Океанические ортогеосинклинали (восточноазиатский тип).** Это наиболее четко охарактеризованные системы, элементы которых проявляются в той или иной мере во всех других типах. Системы эти развиваются на океанической коре, но их тыловые зоны часто представляют вовлеченные в опускание края соседних континентов. К числу особенностей океанических геосинклиналей относятся: дугообразная форма, последовательное «омоложение» систем в сторону океана; резкие различия фронтальных и тыловых прогибов; зональное расположение структурных элементов, каждый из которых характеризуется свойственными ему геологическими формациями, структурой и рудами. Геосинклиналь-

ные элементы развиваются в определенной последовательности. Сначала на выходе зоны Беньофа образуются протяженные глубоководные прогибы, современными аналогами которых являются океанические желоба. При сжатии происходит складчатость отложений этих прогибов и на их месте возникает поднятие — внешняя дуга. Последующее растяжение обуславливает возникновение вертикальных разломов глубиной 120—150 км, на выходах которых вырастает цепь островных вулканов, преобразующаяся затем в вулканический хребет (внутренняя дуга). Появление этой внутренней геосинклинали знаменует уже начало орогенного этапа. Заполнение осадками центрального (междугового) и тылового прогибов, дислокации отложений превращают двойную островную дугу в молодую складчатую область. Подобный переход хорошо проявлен в Курило-Камчатской системе, где последовательное расширение площади суши, сопровождавшееся стабилизацией геосинклинали системы, можно проследить по постепенному омоложению угленосных отложений Западно-Камчатского тылового прогиба в юго-западном направлении.

Тыловые прогибы океанических ортогеосинклиналей представляют миогеосинклиналию. внешняя и внутренняя дуги, включая промежуточный прогиб, — эвгеосинклиналию. Соседство с краевыми вулканическими поясами часто обуславливает нахождение в миогеосинклинальных зонах гранитоидных интрузий. Среди этих зон выделяются две модификации: а) узкие протяженные прогибы (например, Западно-Сахалинский); б) широкие, изометричные с краевыми морями (Охотское, Японское и др.). Краевые вулканические (точнее, вулкано-плутонические) пояса имеют двойственную природу. Залегание, например, Восточно-Сихотэ-Алинского пояса непосредственно на меловых ранних молассах характеризует его как образование орогенной стадии мезозой. С другой стороны, формирование этого пояса связано с тектоническими движениями в соседней позднемеловой — кайнозойской геосинклиналии, почему его можно рассматривать и как краевую структуру этой более молодой геосинклинали. Нередко краевые пояса причисляются к эвгеосинклиналям, хотя они не обладают присущими эвгеосинклиналям особенностями (например, не содержат продуктов начального магматизма). Эти структуры правильнее выделять наряду с эвгеосинклиналями и миогеосинклиналями в особую пограничную «вулканогенальную» зону.

Собственно геосинклиальному этапу океанических систем свойственны три комплекса формаций, последовательно сменяющих друг друга во времени<sup>1</sup>. 1. Спилито-кератофировый комплекс (с габбро-плагιοгратитными интрузиями), образующийся при подводном вулканизме в ранние стадии развития геосинклиналии трогов и продолжающий формироваться после дифференциации площади трога на ранние преимущественно еще подводные поднятия и погружения. Комплекс ассоциирует с песчано-сланцевой (аспидной) формацией, развивающейся в глубоких частях бассейнов, за пределами влияния вулканических зон; в комплекс входит гипербазитовая серия формаций, часть пород которой представляет магматические образования (Долматов, 1972; Марковский, Ланда, 1976). 2. Флишевый комплекс, получающий развитие после зарождения внутренних геосинклиналии поднятий. 3. Комплекс глинисто-алевролитовых формаций (черные сланцы), образующийся непосредственно перед инверсией геосинклиналии режима, в период отно-

<sup>1</sup> Комплексы формаций Приохотских геосинклиналей нами подразделены на серии формаций, а серии — на формации и субформации. Для каждого структурного элемента геосинклиналии системы выделены вертикальные и латеральные ряды формаций. Весь этот материал предполагается опубликовать в монографии, приводить его здесь не позволяет объем статьи.

итетива выравнивания площадей поднятий, уменьшения интенсивности вулканических процессов.

Для орогенного этапа также характерны три комплекса формаций. 1. Базальт-андезит-плагиолипаритовый (с диоритовыми интрузиями), развивающийся при росте вулканогенных поднятий внутренних вулканических дуг; своеобразной формацией этого комплекса является «туфовый флиш», окаймляющий ранние поднятия; в последних часто содержатся руды формации «зеленых туфов». 2. Базальт-трахиандезит-игнимбритовый (с гранитными интрузиями), слагающий краевые вулканические пояса и проявляющийся также в меньшем масштабе в геоантиклиналях внутренних дуг. 3. Щелочно-базальтоидно-молассовый (с щелочными габброидами, сиенитами), связанный с общим поднятием системы и разрывом горных сооружений.

Свойственный посторогенному этапу трапповый комплекс (или платобазальты) формируется обычно уже после некоторого выравнивания складчатой области.

С глобальными проявлениями напряжений растяжения связаны характерные «сквозные» базальтовые формации, проявляющиеся во всех зонах геосинклинальных систем, на стабилизированных континентальных массивах, а также на дне океанов. В сравнительно недавнем геологическом прошлом массовые базальтовые излияния происходили в пределах всего Тихоокеанского пояса в позднем мелу, среднем эоцене, раннем миоцене, на границе позднелиоценового и плейстоценового времени.

Кажущаяся «пестрота» морфологии островных дуг Тихого океана — следствие не столько различий тектонических условий их формирования, сколько результат присутствия здесь геосинклинальных систем в тех или иных стадиях их развития, от одиночных дуг с эмбриональными геосинклинальными прогибами — океаническими желобами до почти полностью сформированных молодых складчатых областей (Власов, 1957, 1958). Все эти стадии — звенья общего процесса формирования континентальной коры. Процесс начинается с дифференциации вещества мантии и образования базальтовой оболочки, продолжается в пределах островных дуг и завершается в тыловых структурах геосинклинальной системы — краевых вулканических поясах. Сквозное течение его осложняется излияниями базальтовых лав в эпохи растяжения земной коры, отмечающими границы тектоно-магматических циклов.

Поскольку главные изменения составов магматических продуктов в геосинклинальном процессе происходят в направлении от океана к континенту, различным структурным элементам геосинклинальных систем свойственны определенные типы вулканических пород, которые являются наиболее представительными членами магматических формаций. К числу этих типов относятся: 1 — толеитовые базальты океанов (мантийные продукты); 2 — щелочные оливиновые базальты океанов (дифференциаты толеитовых базальтов); 3 — спилиты внешних геосинклинальных прогибов (мантийные выплавки, обогащенные продуктами сквозьмагматических щелочных растворов); 4 — базальты фронтальных и тыловых частей островных дуг (мантийные выплавки); 5 — платобазальты континентов и стабилизовавшихся частей островных дуг (мантийные выплавки); 6 — андезиты внутренних вулканических дуг и краевых вулканических поясов (мантийные выплавки?); 7 — трахилипариты краевых вулканических поясов (крайние кислые дифференциаты базальтовой магмы); 8 — липариты-игнимбриты малых объемов внутренних дуг и частично краевых вулканических поясов (дифференциаты глубинной андезитовой магмы); 9 — липариты-игнимбриты больших объемов в краевых вулканических поясах (продукты коровых очагов?). Изменение составов вулкаников в процессе развития геосинклинали отражает последовательную синализацию коры при геосинклинальном процессе. Соот-

ные элементы развиваются в определенной последовательности. Вначале на выходе зоны Бенюфа образуются протяженные глубокие внешние прогибы, современными аналогами которых являются океанические желоба. При сжатии происходит складчатость отложений этих прогибов и на их месте возникает поднятие — внешняя дуга. Последующее растяжение обуславливает возникновение вертикальных разломов глубиной 120—150 км, на выходах которых вырастает цепь островных вулканов, преобразующаяся затем в вулканический хребет (внутренняя дуга). Появление этой внутренней геоантиклинали знаменует уже начало орогенного этапа. Заполнение осадками центрального (междугового) и тылового прогибов, дислокации отложений превращают двойную островную дугу в молодую складчатую область. Подобный переход хорошо проявлен в Курило-Камчатской системе, где последовательное расширение площади суши, сопровождавшееся стабилизацией геосинклинальной системы, можно проследить по постепенному омоложению угленосных отложений Западно-Камчатского тылового прогиба в юго-западном направлении.

Тыловые прогибы океанических ортогеосинклиналей представляют миогеосинклинальную зону, внешняя и внутренняя дуги, включая промежуточный прогиб, — эвгеосинклинальную. Соседство с краевыми вулканическими поясами часто обуславливает нахождение в миогеосинклинальных зонах гранитоидных интрузий. Среди этих зон выделяются две модификации: а) узкие протяженные прогибы (например, Западно-Сахалинский); б) широкие, изометричные с краевыми морями (Охотское, Японское и др.). Краевые вулканические (точнее, вулкано-плутонические) пояса имеют двойственную природу. Залегание, например, Восточно-Сихотэ-Алинского пояса непосредственно на меловых ранних молассах характеризует его как образование орогенной стадии мезозой. С другой стороны, формирование этого пояса связано с тектоническими движениями в соседней позднемеловой — кайнозойской геосинклинальной системе, почему его можно рассматривать и как краевую структуру этой более молодой геосинклинали. Нередко краевые пояса причисляются к эвгеосинклиналям, хотя они не обладают присущими эвгеосинклиналям особенностями (например, не содержат продуктов начального магматизма). Эти структуры правильнее выделять наряду с эвгеосинклиналями и миогеосинклиналями в особую пограничную «вулканогенальную» зону.

Собственно геосинклинальному этапу океанических систем свойственны три комплекса формаций, последовательно сменяющих друг друга во времени<sup>1</sup>. 1. Спилито-кератофировый комплекс (с габбро-плагиогранитными интрузиями), образующийся при подводном вулканизме в ранние стадии развития геосинклинальных трогов и продолжающий формироваться после дифференциации площади трога на ранние преимущественно еще подводные поднятия и погружения. Комплекс ассоциирует с песчано-сланцевой (аспидной) формацией, развивающейся в глубоких частях бассейнов, за пределами влияния вулканических зон; в комплекс входит гипербазитовая серия формаций, часть пород которой представляет магматические образования (Долматов, 1972; Марковский, Ланда, 1976). 2. Флишевый комплекс, получающий развитие после зарождения внутренних геоантиклинальных поднятий. 3. Комплекс глинисто-алевролитовых формаций (черные сланцы), образующийся непосредственно перед инверсией геосинклинального режима, в период отно-

<sup>1</sup> Комплексы формаций Приохотских геосинклиналей нами подразделены на серии формаций, а серии — на формации и субформации. Для каждого структурного элемента геосинклинальной системы выделены вертикальные и латеральные ряды формаций. Весь этот материал предполагается опубликовать в монографии, приводить его здесь не позволяет объем статьи.

ите и в процессе выравнивания площадей поднятий, уменьшения интенсивности вулканических процессов.

Для орогенного этапа также характерны три комплекса формаций. 1. Базальт-андезит-плагиолипаритовый (с диоритовыми интрузиями), развивающийся при росте вулканогенных поднятий внутренних вулканических дуг; своеобразной формацией этого комплекса является «туфовый флиш», окаймляющий ранние поднятия; в последних часто содержатся руды формации «зеленых туфов». 2. Базальт-трахиандезит-игнимбритовый (с гранитными интрузиями), слагающий краевые вулканические пояса и проявляющийся также в меньшем масштабе в геоантиклиналях внутренних дуг. 3. Щелочно-базальтоидно-моладассовый (с щелочными габброидами, сиенитами), связанный с общим поднятием системы и разрывом горных сооружений.

Свойственный посторогенному этапу трапповый комплекс (или платобазальты) формируется обычно уже после некоторого выравнивания складчатой области.

С глобальными проявлениями напряжений растяжения связаны характерные «сквозные» базальтовые формации, проявляющиеся во всех зонах геосинклинальных систем, на стабилизированных континентальных массивах, а также на дне океанов. В сравнительно недавнем геологическом прошлом массовые базальтовые излияния происходили в пределах всего Тихоокеанского пояса в позднем мелу, среднем эоцене, раннем миоцене, на границе позднелиоценового и плейстоценового времени.

Кажущаяся «пестрота» морфологии островных дуг Тихого океана — следствие не столько различий тектонических условий их формирования, сколько результат присутствия здесь геосинклинальных систем в тех или иных стадиях их развития, от одиночных дуг с эмбриональными геосинклинальными прогибами — океаническими желобами до почти полностью сформированных молодых складчатых областей (Власов, 1957, 1958). Все эти стадии — звенья общего процесса формирования континентальной коры. Процесс начинается с дифференциации вещества мантии и образования базальтовой оболочки, продолжается в пределах островных дуг и завершается в тыловых структурах геосинклинальной системы — краевых вулканических поясах. Сквозное течение его осложняется излияниями базальтовых лав в эпохи растяжения земной коры, отмечающими границы тектоно-магматических циклов.

Поскольку главные изменения составов магматических продуктов в геосинклинальном процессе происходят в направлении от океана к континенту, различным структурным элементам геосинклинальных систем свойственны определенные типы вулканических пород, которые являются наиболее представительными членами магматических формаций. К числу этих типов относятся: 1 — толеитовые базальты океанов (мантийные продукты); 2 — щелочные оливиновые базальты океанов (дифференциаты толеитовых базальтов); 3 — спилиты внешних геосинклинальных прогибов (мантийные выплавки, обогащенные продуктами сквозьмагматических щелочных растворов); 4 — базальты фронтальных и тыловых частей островных дуг (мантийные выплавки); 5 — платобазальты континентов и стабилизовавшихся частей островных дуг (мантийные выплавки); 6 — андезиты внутренних вулканических дуг и краевых вулканических поясов (мантийные выплавки?); 7 — трахилипариты краевых вулканических поясов (крайние кислые дифференциаты базальтовой магмы); 8 — липариты-игнимбриты малых объемов внутренних дуг и частично краевых вулканических поясов (дифференциаты глубинной андезитовой магмы); 9 — липариты-игнимбриты больших объемов в краевых вулканических поясах (продукты коровых очагов?). Изменение составов вулкаников в процессе развития геосинклинального процесса отражает последовательную синализацию коры при геосинклинальном процессе. Соот-

ветственно с увеличением мощности земной коры и изменениями составов магматических пород от океана к континенту в структурно-формационных зонах геосинклиналей меняются и составы металлов в рудах от «сидерофильных» (железо, хром, никель, платина+медь) во внешних дугах через «халькофильные» (медь, цинк, свинец, молибден, сурьма, мышьяк, ртуть+золото-серебряные руды) во внутренних дугах к «литофильным» (олово, вольфрам+полиметаллические и золото-серебряные руды) в краевых вулканических поясах (Власов, 1963, 1973).

Состав вулкаников является хорошим индикатором структурных условий вулканизма и существенно изменяется в зависимости от мощности и типа земной коры, а также от количеств поднимающихся по глубинным разломам легких дифференциатов вещества мантии — щелочей, воды и пр. Кроме «сиалической» щелочности, возрастающей по мере раскисления магматических пород, у разломов проявляется «глубинная», мантийная щелочность, вызывающая щелочной метасоматоз (сначала — натриевый, затем — калиевый) геосинклинальных базитов и обуславливающая вблизи глубинных разломов повышенное содержание окиси калия в толеитовых базальтах океана. Геологические условия проявления высокоглиноземистых типов пород показывают, что они связаны с заимствованием глинозема из континентальной коры или с кристаллизационной дифференциацией толеитовой магмы в особых, тектонически спокойных условиях. Другие вариации составов базальтов также связаны с местными условиями становления магматических тел и перемещения магмы с глубины. При быстрой, прямоточной подаче базальтовых магм на поверхность, без дополнительного поступления глубинных щелочных дифференциатов, существенных отличий составов океанических и континентальных толеитовых базальтов нет.

Интересным вопросом развития океанических геосинклинальных систем является возможность последовательного, по мере формирования сиалической коры, выполаживания зон Бенъофа (Lipman et al., 1972; Karig, Sharman, 1975). Подобное выполаживание магмогенерирующих структур может объяснить значительное расширение ареала магматизма при образовании краевых вулканических поясов и сравнительно кислый состав магматических продуктов этих поясов. В случае его подтверждения станет бесспорной связь краевых вулканических поясов с геосинклинальным процессом.

**2. Окраинно-континентальные ортогеосинклинали (андийский тип).** Развиваются непосредственно вдоль краев материков с мощной континентальной корой. Главные особенности их: относительная прямолинейность и небольшая ширина при большой протяженности (этой закономерности подчиняются и интрузии гранитоидов, обычно очень длинные и узкие); развитие протяженных краевых прогибов; обилие кислых магматических продуктов при пониженной роли базитов и почти полном отсутствии ультрабазитов; преобладание руд, собственных областям с андезитовым и «сиалическим» профилем (медные и медно-молибденовые порфировые, полиметаллические, золото-серебряные, ртутные, серные и др.).

На месте геосинклинальной системы подобного типа сформировались Анды. Анализ структур этой горной страны и прилегающих районов показал возможность выделения здесь основных элементов океанических ортогеосинклиналей. Так, на широте Боливии с востока на запад, по направлению к океану, располагаются: тыловой прогиб Альтиплано, затем краевой вулканический пояс с кислыми вулканиками, в пределах которого располагается рудный район Потоси-Оруро; потом следует аналог внутренних вулканических дуг — Западно-Андийский вулканический пояс (Главная Кордильера Чили и Западная Кордильера Перу). По П. Липману и др. (Lipman et al., 1972), вулканики Анд — щелочные андезиты с большими объемами риолитовых игнимбритов — представляют

андезитовую ассоциацию, переходную от известково-щелочных пород островных дуг к более щелочным вулканитам внутриконтинентальных площадей. Аналоги внешних дуг, хорошо выделяющиеся в крайней южной части Американского континента (Патагонская Кордильера), в более северных районах Южной Америки протягиваются, по-видимому, за пределами береговой линии, по дну Тихого океана. В Колумбийских Андах аналоги внешних дуг опять появляются в прибрежных районах континента (Восточная Кордильера).

Особенности структуры Анд объясняются П. Ф. Иванкиным, Э. Э. Фотиади и А. П. Щегловым (1970) «стволовым» характером модели тектоносферы, т. е. крутым наклоном зоны Бенъофа. Возможно, однако, что эти особенности обусловлены главным образом большей у Тихоокеанских берегов Америки, чем у восточного края Азии, величиной напряжений сжатия (отсюда узость и относительная прямолинейность структур), а также расположением Андийской геосинклинальной системы на краю материка с мощной (до 70 км) континентальной корой, что обусловило большие объемы кислых магматических пород.

**3. Межконтинентальные ортогеосинклинали (средиземноморский тип).** Геосинклинальные системы этого типа формировались преимущественно в морских бассейнах между двумя континентами. По-видимому, лишь в относительно короткое время, после заложения геосинклинальных прогибов, в них существовали глубоководные (океанические) условия.

Расположение геосинклиналей между крупными материками с континентальной корой обусловило особенности геосинклинальных систем, а именно преимущественную их регенерацию на более древних складчатых структурах, относительно быстрое заполнение осадками геосинклинальных бассейнов, сравнительно небольшую общую ширину складчатого пояса, многочисленность срединных массивов, сложную конфигурацию дуг в плане, двухстороннюю симметрию структур, интенсивную складчатость с развитием надвигов и покровов.

Несмотря на эти особенности, в структурах межконтинентальных ортогеосинклиналей и образующихся из них складчатых областей сохраняются все основные элементы, свойственные океаническим ортогеосинклиналям, лишь несколько видоизмененные. Влияние нижележащей сиалической коры часто обуславливает во внешних прогибах подобных ортогеосинклиналей андезитовый, а не базальтовый начальный магматизм (внешние дуги Балкан, Восточной Европы, Малого Кавказа). В некоторых случаях сиалический состав субстрата геосинклиналей вызывает быструю смену начальных базальтовых излияний проявлениями относительно кислых палингенных магм. Иногда из разрезов внешних прогибов полностью выпадают не только базальты, но и андезито-базальтовые члены раннегеосинклинальных магматических комплексов, и начальный магматизм проявляется лишь внедрениями ультрабазитов вдоль глубинных разломов (например, в Восточных Карпатах, зоне шва Инда Гималаев).

Краевые вулканические пояса межконтинентальных геосинклинальных систем при составе пород, сходном с вулканическими поясами океанических геосинклиналей и почти тождественной металлогении, имеют несколько иное морфологическое выражение. При сильной раздробленности сиалического фундамента межконтинентальных геосинклиналей, вулканические зоны не сливаются в общий пояс, а пронизывают складчатую область в различных направлениях, образуя в местах пересечения крупные узлы с вулканоплутоническими структурами. Характерным примером являются ларамийские магматические зоны гор Апусени в Румынии, развившиеся на сопряжении раннеальпийских (триас — ранний мел) и позднеальпийских (поздний мел — кайнозой) структур и в совокупности представляющие по существу краевой вулканический пояс.



ветственно с увеличением мощности земной коры и изменениями составов магматических пород от океана к континенту в структурно-формационных зонах геосинклиналей меняются и составы металлов в рудах от «сидерофильных» (железо, хром, никель, платина+медь) во внешних дугах через «халькофильные» (медь, цинк, свинец, молибден, сурьма, мышьяк, ртуть+золото-серебряные руды) во внутренних дугах к «литофильным» (олово, вольфрам+полиметаллические и золото-серебряные руды) в краевых вулканических поясах (Власов, 1963, 1973).

Состав вулкаников является хорошим индикатором структурных условий вулканизма и существенно изменяется в зависимости от мощности и типа земной коры, а также от количеств поднимающихся по глубинным разломам легких дифференциатов вещества мантии — щелочей, воды и пр. Кроме «сиалической» щелочности, возрастающей по мере раскисления магматических пород, у разломов проявляется «глубинная», мантийная щелочность, вызывающая щелочной метасоматоз (сначала — натриевый, затем — калиевый) геосинклинальных базитов и обуславливающая вблизи глубинных разломов повышенное содержание окиси калия в толеитовых базальтах океана. Геологические условия проявлений высокоглинозёмистых типов пород показывают, что они связаны с заимствованием глинозема из континентальной коры или с кристаллизационной дифференциацией толеитовой магмы в особых, тектонически спокойных условиях. Другие вариации составов базальтов также связаны с местными условиями становления магматических тел и перемещения магмы с глубины. При быстрой, прямоточной подаче базальтовых магм на поверхность, без дополнительного поступления глубинных щелочных дифференциатов, существенных отличий составов океанических и континентальных толеитовых базальтов нет.

Интересным вопросом развития океанических геосинклинальных систем является возможность последовательного, по мере формирования сиалической коры, выполаживания зон Беньофа (Lipman et al., 1972; Karig, Sharman, 1975). Подобное выполаживание магмогенерирующих структур может объяснить значительное расширение ареала магматизма при образовании краевых вулканических поясов и сравнительно кислый состав магматических продуктов этих поясов. В случае его подтверждения станет бесспорной связь краевых вулканических поясов с геосинклинальным процессом.

**2. Окраинно-континентальные ортогеосинклинали (андийский тип).** Развиваются непосредственно вдоль краев материков с мощной континентальной корой. Главные особенности их: относительная прямолинейность и небольшая ширина при большой протяженности (этой закономерности подчиняются и интрузии гранитоидов, обычно очень длинные и узкие); развитие протяженных краевых прогибов; обилие кислых магматических продуктов при пониженной роли базитов и почти полном отсутствии ультрабазитов; преобладание руд, свойственных областям с андезитовым и «сиалическим» профилем (медные и медно-молибденовые порфировые, полиметаллические, золото-серебряные, ртутные, серные и др.).

На месте геосинклинальной системы подобного типа сформировались Анды. Анализ структур этой горной страны и прилегающих районов показал возможность выделения здесь основных элементов океанических ортогеосинклиналей. Так, на широте Боливии с востока на запад, по направлению к океану, располагаются: тыловой прогиб Альтиплано, затем краевой вулканический пояс с кислыми вулканиками, в пределах которого располагается рудный район Потоси-Оруро; потом следует аналог внутренних вулканических дуг — Западно-Андийский вулканический пояс (Главная Кордильера Чили и Западная Кордильера Перу). По П. Липману и др. (Lipman et al., 1972), вулканики Анд — щелочные андезиты с большими объемами риолитовых игнимбритов — представляют

андезитовую ассоциацию, переходную от известково-щелочных пород островных дуг к более щелочным вулканитам внутриконтинентальных площадей. Аналоги внешних дуг, хорошо выделяющиеся в крайней южной части Американского континента (Патагонская Кордильера), в более северных районах Южной Америки протягиваются, по-видимому, за пределами береговой линии, по дну Тихого океана. В Колумбийских Андах аналоги внешних дуг опять появляются в прибрежных районах континента (Восточная Кордильера).

Особенности структуры Анд объясняются П. Ф. Иванкиным, Э. Э. Фотиади и А. П. Щегловым (1970) «стволовым» характером модели тектоносферы, т. е. крутым наклоном зоны Бенъофа. Возможно, однако, что эти особенности обусловлены главным образом большей у Тихоокеанских берегов Америки, чем у восточного края Азии, величиной напряжений сжатия (отсюда узость и относительная прямолинейность структур), а также расположением Андийской геосинклинальной системы на краю материка с мощной (до 70 км) континентальной корой, что обусловило большие объемы кислых магматических пород.

**3. Межконтинентальные ортогеосинклинали (средиземноморский тип).** Геосинклинальные системы этого типа формировались преимущественно в морских бассейнах между двумя континентами. По-видимому, лишь в относительно короткое время, после заложения геосинклинальных прогибов, в них существовали глубоководные (океанические) условия.

Расположение геосинклиналей между крупными материками с континентальной корой обусловило особенности геосинклинальных систем, а именно преимущественную их регенерацию на более древних складчатых структурах, относительно быстрое заполнение осадками геосинклинальных бассейнов, сравнительно небольшую общую ширину складчатого пояса, многочисленность срединных массивов, сложную конфигурацию дуг в плане, двухстороннюю симметрию структур, интенсивную складчатость с развитием надвигов и покровов.

Несмотря на эти особенности, в структурах межконтинентальных ортогеосинклиналей и образующихся из них складчатых областей сохраняются все основные элементы, свойственные океаническим ортогеосинклиналям, лишь несколько видоизмененные. Влияние нижележащей сиалической коры часто обуславливает во внешних прогибах подобных ортогеосинклиналей андезитовый, а не базальтовый начальный магматизм (внешние дуги Балкан, Восточной Европы, Малого Кавказа). В некоторых случаях сиалический состав субстрата геосинклиналей вызывает быструю смену начальных базальтовых излияний проявлениями относительно кислых палингенных магм. Иногда из разрезов внешних прогибов полностью выпадают не только базальты, но и андезит-базальтовые члены раннегеосинклинальных магматических комплексов, и начальный магматизм проявляется лишь внедрениями ультрабазитов вдоль глубинных разломов (например, в Восточных Карпатах, зоне шва Инда Гималаев).

Краевые вулканические пояса межконтинентальных геосинклинальных систем при составе пород, сходном с вулканическими поясами океанических геосинклиналей и почти тождественной металлогении, имеют несколько иное морфологическое выражение. При сильной раздробленности сиалического фундамента межконтинентальных геосинклиналей, вулканические зоны не сливаются в общий пояс, а пронизывают складчатую область в различных направлениях, образуя в местах пересечения крупные узлы с вулканоплутоническими структурами. Характерным примером являются ларамийские магматические зоны гор Апусени в Румынии, разившиеся на сопряжении раннеальпийских (триас — ранний мел) и позднеальпийских (поздний мел — кайнозой) структур и в совокупности представляющие по существу краевой вулканический пояс.

# Особенности различных генетических

| Признаки                                                             | Океанические (восточноазиатский тип)                                                                       | Окраинно-континентальные (андийский тип)                                                                                            |
|----------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Расположение по отношению к континентам                              | В океане иногда в относительной близости к берегам континентов                                             | Непосредственно у края континентов                                                                                                  |
| Форма, размеры                                                       | Дугообразная (радиусы дуг 1000—2500 км)                                                                    | Почти прямолинейная, протяжение до многих тыс. км                                                                                   |
| Глубинные разломы, определяющие развитие геосинклиналей              | Относительно крутые зоны Бенъофа (около 60°, в верхней части примерно 35°)                                 | Более пологие зоны (47—58° в глубинной части, 22—23° — в верхней). Частые несоответствия рельефа раздела М и поверхностных структур |
| Тип земной коры основания                                            | Океаническая кора                                                                                          | Океаническая, частично континентальная большой мощности (до 70 км)                                                                  |
| Последовательность расположения элементов геосинклинальной системы * | $O - \frac{Ж}{Б} - Вш - Вн - М (?) - Т - ВП - К$                                                           | $O - \frac{Ж}{Б} - Вш - Вн - ВП - Т - К$                                                                                            |
| Наиболее развитые формации                                           | Ультрабазитовая, спилито-кератофировый комплекс формаций, андезитовая, граувакковая, вулканогенные молассы | Щелочно-андезитовая, игнимбри-товая, молассы                                                                                        |
| Типичные руды                                                        | Ti, Cr, Ni, Co; пропилитовый рудный ряд с Cu, Mo, Zn, Pb, Ag — Au, Sb, As, Hg, S; Sn, W                    | Cu — Mo и Cu (порфировые), полиметаллические месторождения, Au — Ag, Hg, S                                                          |
| Другие особенности                                                   | Преобладающий андезитовый состав пород с соответствующим профилем руд                                      | Обилие игнимбри-тов. Общий среднечисленный состав пород и соответствующего состава руды                                             |
| Примеры                                                              | Курило-Камчатская система                                                                                  | Андийская система                                                                                                                   |

\* К — континент, М — срединные массивы, О — океан, Б — зона Бенъофа, Ж — океанический желоб, ВП — краевой вулканический пояс.

К востоку от этого пояса располагаются все остальные структурные элементы, характерные для океанических геосинклинальных систем: тыловой прогиб (Трансильванская впадина), внутренняя вулканическая дуга (вулканическая зона Галимани — Гурхин — Харгита), центральная, междугловая депрессия (Чиорхини), внешняя дуга (складчатые Карпаты), наконец, Предкарпатский прогиб с выходом палеозоны Бенъофа, падающей в юго-западном направлении.

Металлогения межконтинентальных геосинклиналей в общем та же, что и океанических, лишь с несколько меньшим содержанием руд, связанных с ранним базитовым магматизмом, и большим развитием руд, свойственных ультрабазитам и щелочным комплексам; как и в океанических ортогеосинклиналях, в межконтинентальных геосинклинальных системах наиболее рельефно проявлены руды, сопровождающие андезитовую формацию внутренних дуг.

| Межконтинентальные (средиземно-морской тип)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | Внутриконтинентальные (уральский тип)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            | Континентально-блоковые (алтае-саянский тип)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <p>Между двух континентов</p> <p>Сложная дугообразная, усложненная срединными массивами (а также надвигами и покровами)</p> <p>Относительно крутые зоны</p> <p>В ранних циклах — океаническая, в поздних — континентальная. Иногда утоненная континентальная кора</p> <p><math>K - ВП - Т - Вн - М - \frac{Вш}{Б} - Т - К</math></p> <p>Ультрабазитовая, андезитовая, «блестящих сланцев», флишевая, молассы</p> <p>Cr, Ni, Co, Cu — Mo, полиметаллические месторождения, Ag — Au, Hg — Sb, S</p> <p>Множественная регенерация геосинклинальных структур. Преобладание вулканитов среднего состава и соответствующего состава руд</p> <p>Восточные Карпаты</p> | <p>Внутри континентов, в рифтовой впадине</p> <p>Почти прямолинейная, с несколькими резкими изгибами; протяжение до многих тыс. км</p> <p>Крутые зоны с двумя главными разломами</p> <p>Океаническая, местами с реликтами континентальной</p> <p><math>K - Т - Вн - Б - Вш - Б - Вн - ВП - К</math></p> <p>Спилито-кератофировый и сиенит-диабазово-порфировый комплексы формаций, порфириновая (андезитовая) формация, флиш</p> <p>Pt, Cr, Ni, Co, Fe, Cu, Zn, Au, As и др.</p> <p>Преобладание пород и руд фемического профиля</p> <p>Урал</p> | <p>Внутри континентов, в «остаточных» симатических зонах-впадинах</p> <p>Полигональная (блоковая) с различной величиной сторон чаще в сотни и первые тыс. км</p> <p>Многочисленные зоны, окаймляющие блоки, выполаживающиеся по падению? Падение главного глубинного разлома под углом примерно в 60°</p> <p>Континентальная и океаническая</p> <p><math>K - Т - \frac{Вш}{Б} - Вн - ВП - Т - К</math></p> <p>Гипербазитовая, спилито-кератофировый комплекс, андезитовая, субшелочная дацит-липаритовая, карбонатная формации</p> <p>Cr, Ti, Ni, Co, Cu, Mo, полиметаллические месторождения, W, Sn, редкометалльные месторождения</p> <p>Резкая контрастность состава магматических пород и руд: с одной стороны, фемических, с другой стороны — салических</p> <p>Алтае-Саянская область, Восточный Казахстан</p> |

Вш — внешние прогибы (дуги), Вн — внутренние вулканические прогибы (дуги), Т — тыловой прогиб,

4. Внутриконтинентальные ортогеосинклинали (уральский тип). К этому типу относятся специфические геосинклинальные системы, располагающиеся внутри континентов. Заложение их было связано с рифтообразованием, обусловившим интенсивный базитовый вулканизм и морские (вероятно, океанические) условия эвгеосинклинального бассейна. Наиболее характерным примером таких систем является Урал.

Особенности Уральской геосинклинали давно отмечались многими исследователями. К числу их относятся: «линейная» форма; сравнительно небольшая ширина при огромной протяженности; большое развитие базитового и ультрабазитового магматизма и руд фемического профиля; неполная двухсторонняя симметрия, например хорошо сформированный краевой прогиб на западе при более слабом проявлении такового на востоке; полицикличность развития; последовательное перемещение тектоно-магматических процессов по простиранию систем и др.

При всем своеобразии Уральской складчатой области в ней отчетливо выделяются структурные элементы, свойственные океаническим геосинклиналям: тыловой, или краевой (Приуральский) прогиб; внутренняя вулканическая дуга (Ирендыкская зона); внешняя дуга (Тагильско-Магнитогорская зона, соседствующая с выходом глубинного разлома Уралтау). В восточной части Уральской системы соответственно с существованием второй зоны глубинных разломов с падением на восток намечается повторение структурной зональности, здесь имеются аналоги внутренних вулканических дуг (Валерьяновская зона), краевых вулканических поясов (Кураминская зона), тыловых прогибов (Тургайский прогиб). Две наиболее распространенные на Урале группы вулканогенных формаций — спилито-кератофировая и порфировая — соответствуют по составу и положению в тектоно-магматических циклах раннегеосинклинальному спилито-кератофировому и раннеорогенному базальт-андезит-плагиолипаритовому комплексам тихоокеанских островных дуг. Исключительно натриевый характер щелочей в самых ранних геосинклинальных магматических породах Урала может объясняться первоначальной сравнительно небольшой глубиной заложения разломов рифта (что наблюдается и в современных океанических рифтах). Дальнейшее углубление главных разломов вызвало приток к ним подвижных дифференциатов мантии, в том числе калия, и развитие «калиевой» серии магматических пород.

**5. Континентально-блоковые ортогеосинклинали (алтае-саянский тип).** Многие исследователи обратили внимание на своеобразие магматизма и структур Алтае-Саянской области и некоторых районов Казахстана (Иванкин, Щеглов, 1971; Зоненшайн, 1972; Бекжанов и др., 1973, и др.). Сходную структуру, по-видимому, имеет западная (приенисейская) часть Сибирской платформы (Суворов, 1973). В указанных районах блоки континентальной коры разделены геосинклинальными прогибами, связанными с глубинными разломами. Прогибы выполнены преимущественно основными и андезито-базальтовыми вулканитами. Такая структура объясняется П. Ф. Иванкиным (1971) тем, что в этих районах при становлении коры в архее и раннем протерозое ядра сиализации (нуклеары) не спаялись в крупный массив, а остались разъединенными и сохранили относительную подвижность. По разломам, ограничивающим нуклеары — блоки сиалической коры, продолжался подъем мантийных магм основного и среднего состава. Здесь локализовались в течение рифейского (салаирского), каледонского, герцинского и частично мезозойско-альпийского циклов ортогеосинклинальные зоны шовного характера. Глубинные разломы, обусловившие магматические проявления, падали под блоки и имели различную ориентировку, окаймляя как сами блоки, так и располагающиеся между ними депрессии. Разломы эти имели характер зон Беньофа, вдоль них наряду с магмами основного состава внедрялись ультрабазиты. Прогибы на выходах разломов являлись аналогами современных океанических желобов. Теперь они представляют крупные зоны смятия с гранито-гнейсами и мигматитами. Подобные эвгеосинклинальные зоны (аналоги внешних дуг океанических геосинклиналей) характеризуются гипербазитовой, спилито-диабазовой и другими формациями, характерными для внешних прогибов, и металлогенной фемического профиля.

Над глубинными разломами, в сторону их наклона (так же как и в океанических геосинклиналях!), проявлялся известково-щелочной преимущественно андезитовый магматизм, который нередко протекал в условиях островных поднятий. Магматические формации и руды этих зон сходны с таковыми внутренних вулканических дуг океанических геосинклиналей.

Еще далее от выходов разломов, в сторону падения зон Беньофа, уже в пределах сиалических блоков развивался кислый и щелочной магма-

тизм с формациями и рудами, сходными с образованиями краевых вулканно-плутонических поясов.

Многосинклинальные зоны континентально-блоковых ортогеосинклиналей представлены или внутренними прогибами, удаленными от зон магматизма, или изометричными площадями опущенных блоков, располагающимися в тыловых частях системы и представлявшими в начале их геологической истории эпиконтинентальные моря (опять аналогия с краевыми морями Восточной Азии!).

Таким образом, несмотря на внешнее своеобразие и значительную сложность структур континентально-блоковых ортогеосинклиналей (табл.), в их пределах выделяются те же элементы (лишь несколько видоизмененные), которые свойственны океаническим геосинклиналям. Это обусловлено тем, что континентально-блоковые геосинклинали, как и другие геосинклинальные типы, связаны с сверхглубинными разломами — зонами Беньофа, которые и определяют в основном их тектономагматические проявления, структуру и металлогению.

Дальнейшее изучение молодых геосинклинальных систем Тихоокеанского подвижного пояса может пролить свет на многие вопросы геосинклинальной теории, решение которых в усложненных структурах Средиземноморья затруднительно. Анализ структур геосинклинальных систем значительно облегчит и уточнит металлогеническое прогнозирование.

#### Литература

- Бекжанов Г. Р., Любецкий В. Н., Полевая Л. Д. Особенности тектонического развития Казахстана.— Сов. геология, 1973, № 7.
- Боголепов К. В. Типы современных геосинклиналей.— Геология и геофизика, 1974, № 5.
- Власов Г. М. История кайнозойского вулканизма Тихоокеанских окраин СССР.— Тр. XX сес. междунар. геол. конгресса. Секц. 1. Мехико, 1957.
- Власов Г. М. Тектоника Прихотских складчатых областей.— Сб.: Геол. строение СССР, т. 3. М., Гос. научно-техн. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1958.
- Власов Г. М. Рудные формации вулканических зон Тихоокеанского побережья.— Тр. Лабор. палеовулканол. Казахского научно-иссл. ин-та минерального сырья, вып. 2. Алма-Ата, 1963.
- Власов Г. М. Минерагенические особенности вулканических зон различных типов в Тихоокеанском поясе.— В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. X. М., «Наука», 1973.
- Долматов Б. К. Меловые и палеогеновые магматические комплексы Восточной Камчатки.— Автореф. канд. дис., ДВГИ, Владивосток, 1972.
- Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972.
- Иванкин П. Ф. О соотношениях мантийных и коровых магм и направленности тектономагматического развития Алтае-Саянского региона.— В сб.: Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. Тр. СНИИГИМС, вып. 128, 1971.
- Иванкин П. Ф., Фотиади Э. Э., Щеглов А. П. Модели тектоноферы Тихоокеанского подвижного пояса.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 5.
- Иванкин П. Ф., Щеглов А. П. Районирование Алтае-Саянской складчатой области и основные черты ее тектономагматического развития в палеозое.— Тр. СНИИГИМС, 1971, вып. 128.
- Марковский Б. А., Ланда Э. А. Ультраосновной вулканизм и некоторые проблемы генезиса гипербазитов.— Сов. геология, 1976, № 1.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., «Недра», 1973.
- Хаин В. Е. Учение о геосинклиналях на новом этапе развития геологической науки.— Вестн. Моск. ун-та, 1974, № 2.
- Karig D. E., Sharman G. F. Subduction and accretion in trenches.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, No. 3.
- Lipman P. W., Prostka H. F., Christiansen R. L. Cenozoic volcanism and plate — tectonic evolution of the Western United States.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, A-271, part I. Early and middle cenozoic, 1972.
- Mitchell A. H., Reading H. G. Evolution of Island arcs.— J. Geol., 1971, v. 79. No. 3.

При всем своеобразии Уральской складчатой области в ней отчетливо выделяются структурные элементы, свойственные океаническим геосинклиналям: тыловой, или краевой (Приуральский) прогиб; внутренняя вулканическая дуга (Ирендыкская зона); внешняя дуга (Тагильско-Магнитогорская зона, соседствующая с выходом глубинного разлома Уралтау). В восточной части Уральской системы соответственно с существованием второй зоны глубинных разломов с падением на восток намечается повторение структурной зональности, здесь имеются аналоги внутренних вулканических дуг (Валерьяновская зона), краевых вулканических поясов (Кураминская зона), тыловых прогибов (Тургайский прогиб). Две наиболее распространенные на Урале группы вулканогенных формаций — спилито-кератофировая и порфировая — соответствуют по составу и положению в тектоно-магматических циклах раннегеосинклинальному спилито-кератофировому и раннеорогенному базальт-андезит-плагиолипаритовому комплексам тихоокеанских островных дуг. Исключительно натриевый характер щелочей в самых ранних геосинклинальных магматических породах Урала может объясняться первоначальной сравнительно небольшой глубиной заложения разломов рифта (что наблюдается и в современных океанических рифтах). Дальнейшее углубление главных разломов вызвало приток к ним подвижных дифференциатов мантии, в том числе калия, и развитие «калиевой» серии магматических пород.

**5. Континентально-блоковые ортогеосинклинали (алтае-саянский тип).** Многие исследователи обратили внимание на своеобразие магматизма и структур Алтае-Саянской области и некоторых районов Казахстана (Иванкин, Щеглов, 1971; Зоненшайн, 1972; Бекжанов и др., 1973, и др.). Сходную структуру по-видимому, имеет западная (приенисейская) часть Сибирской платформы (Суворов, 1973). В указанных районах блоки континентальной коры разделены геосинклинальными прогибами, связанными с глубинными разломами. Прогибы выполнены преимущественно основными и андезито-базальтовыми вулканитами. Такая структура объясняется П. Ф. Иванкиным (1971) тем, что в этих районах при становлении коры в архее и раннем протерозое ядра сиализации (нуклеары) не спаялись в крупный массив, а остались разъединенными и сохранили относительную подвижность. По разломам, ограничивающим нуклеары — блоки сиалической коры, продолжался подъем мантийных магм основного и среднего состава. Здесь локализовались в течение рифейского (салаирского), каледонского, герцинского и частично мезозойско-альпийского циклов ортогеосинклинальные зоны шовного характера. Глубинные разломы, обусловившие магматические проявления, падали под блоки и имели различную ориентировку, окаймляя как сами блоки, так и располагающиеся между ними депрессии. Разломы эти имели характер зон Беньофа, вдоль них наряду с магмами основного состава внедрялись ультрабазиты. Прогибы на выходах разломов являлись аналогами современных океанических желобов. Теперь они представляют крупные зоны смятия с гранито-гнейсами и мигматитами. Подобные эвгеосинклинальные зоны (аналоги внешних дуг океанических геосинклиналей) характеризуются гипербазитовой, спилито-диабазовой и другими формациями, характерными для внешних прогибов, и металлогенией фемического профиля.

Над глубинными разломами, в сторону их наклона (так же как и в океанических геосинклиналях!), проявлялся известково-щелочной преимущественно андезитовый магматизм, который нередко протекал в условиях островных поднятий. Магматические формации и руды этих зон сходны с таковыми внутренних вулканических дуг океанических геосинклиналей.

Еще далее от выходов разломов, в сторону падения зон Беньофа, уже в пределах сиалических блоков развивался кислый и щелочной магма-

тизм с формациями и рудами, сходными с образованиями краевых вулканоплутонических поясов.

Многосинклинальные зоны континентально-блоковых ортогеосинклиналей представлены или внутренними прогибами, удаленными от зон магматизма, или изометричными площадями опущенных блоков, располагающимися в тыловых частях системы и представлявшими в начале их геологической истории эпиконтинентальные моря (опять аналогия с краевыми морями Восточной Азии!).

Таким образом, несмотря на внешнее своеобразие и значительную сложность структур континентально-блоковых ортогеосинклиналей (табл.), в их пределах выделяются те же элементы (лишь несколько видоизмененные), которые свойственны океаническим геосинклиналям. Это обусловлено тем, что континентально-блоковые геосинклинали, как и другие геосинклинальные типы, связаны с сверхглубинными разломами — зонами Бенъофа, которые и определяют в основном их тектономагматические проявления, структуру и металлогению.

Дальнейшее изучение молодых геосинклинальных систем Тихоокеанского подвижного пояса может пролить свет на многие вопросы геосинклинальной теории, решение которых в усложненных структурах Средиземноморья затруднительно. Анализ структур геосинклинальных систем значительно облегчит и уточнит металлогеническое прогнозирование.

#### Литература

- Бекжанов Г. Р., Любецкий В. Н., Полевая Л. Д. Особенности тектонического развития Казахстана.— Сов. геология, 1973, № 7.
- Боголепов К. В. Типы современных геосинклиналей.— Геология и геофизика, 1974, № 5.
- Власов Г. М. История кайнозойского вулканизма Тихоокеанских окраин СССР.— Тр. XX сес. междунар. геол. конгресса. Секц. 1. Мехико, 1957.
- Власов Г. М. Тектоника Приохотских складчатых областей.— Сб.: Геол. строение СССР, т. 3. М., Гос. научно-техн. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1958.
- Власов Г. М. Рудные формации вулканических зон Тихоокеанского побережья.— Тр. Лабор. палеовулканол. Казахского научно-иссл. ин-та минерального сырья, вып. 2. Алма-Ата, 1963.
- Власов Г. М. Минерагенические особенности вулканических зон различных типов в Тихоокеанском поясе.— В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. X. М., «Наука», 1973.
- Долматов Б. К. Меловые и палеогеновые магматические комплексы Восточной Камчатки.— Автореф. канд. дис., ДВГИ, Владивосток, 1972.
- Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972.
- Иванкин П. Ф. О соотношениях мантийных и коровых магм и направленности тектономагматического развития Алтае-Саянского региона.— В сб.: Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. Тр. СНИИГИМС, вып. 128, 1971.
- Иванкин П. Ф., Фотиади Э. Э., Щеглов А. П. Модели тектоносферы Тихоокеанского подвижного пояса.— Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 5.
- Иванкин П. Ф., Щеглов А. П. Районирование Алтае-Саянской складчатой области и основные черты ее тектономагматического развития в палеозое.— Тр. СНИИГИМС, 1971, вып. 128.
- Марковский Б. А., Ланда Э. А. Ультраосновной вулканизм и некоторые проблемы генезиса гипербазитов.— Сов. геология, 1976, № 1.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., «Недра», 1973.
- Хайн В. Е. Учение о геосинклиналях на новом этапе развития геологической науки.— Вестн. Моск. ун-та, 1974, № 2.
- Karig D. E., Sharman G. F. Subduction and accretion in trenches.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1975, v. 86, No. 3.
- Lipman P. W., Prostka H. F., Christiansen R. L. Cenozoic volcanism and plate — tectonic evolution of the Western United States.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, A-271, part I. Early and middle cenozoic, 1972.
- Mitchell A. H., Reading H. G. Evolution of Island arcs.— J. Geol., 1971, v. 79. No. 3.



551.263.2

М. Г. ЛЕОНОВ

## ОЛИСТОСТРОМЫ И ИХ ГЕНЕЗИС

Олистостромы формируются за счет разрушения тектонических покровов и надвигов, продвигающихся в бассейн осадконакопления. Их образование связано с раздроблением и скалыванием подошвенных частей покровов и образованием тектонических брекчий в теле материнского массива аллохтона и за счет обрушения фронтального уступа надвига или покрова. Олистостромы — образования тектоно-осадочной природы. Формирование грубообломочного материала олистостромов происходит тектоническим путем, а оползневые черты отражают только способ транспортировки материала. Олистостромы — выражение единства и взаимосвязности тектонических и седиментационных процессов.

## ВВЕДЕНИЕ

Термин «олистостром», введенный Г. Флоресом (Flores, 1955), применяется в настоящее время для обозначения обычно четко ограниченных в пространстве геологических тел, сложенных комплексом отложений, характерной чертой которых является наличие мощных свалов несортированного, хаотически нагроможденного материала, ассоциирующегося часто с тонкозернистыми песчано-глинистыми осадками.

В течение почти 100 лет внимание геологов привлечено к этим своеобразным комплексам отложений, однако интерес к познанию закономерностей их геологического строения и распространения значительно возрос в последнее время в связи с тем, что была выявлена генетическая связь образования этих грубообломочных отложений с проявлением тектонических движений, приводящих во многих случаях к возникновению тектонических покровов.

В геологии олистостромовых образований сделано многое. Однако вплоть до настоящего времени некоторые вопросы, связанные с изучением этих отложений, остаются или нерешенными, или спорными. Одна из таких остродискуссионных проблем — это проблема генезиса олистостромов, без понимания которого (а именно, без понимания механизма возникновения грубообломочного материала, его переотложения и захоронения) невозможно решить ряд более общих задач как региональной, так и теоретической геологии.

Не буду рассматривать сложной и запутанной эволюции взглядов на происхождение олистостромов, отмечу только, что все точки зрения по этому вопросу можно разделить на четыре группы.

1. Олистостромы — чисто осадочные образования, возникшие в результате действия подводных, в ряде случаев субаэральных оползней на склоне седиментационного бассейна. Собственно, отсюда и термин «олистостром» — «пласт-оползень». Мнения о чисто осадочном происхождении олистостромов придерживались и придерживаются многие исследователи, и в том числе автор термина Г. Флорес (Singnorini, 1935; Soder, 1949; Merla, 1951; Flores, 1955; Beneo, 1958; Jacobacci, 1965; Abbate, Bor-tolotti, Passerini, 1970, и др.).

2. В процессе формирования олистостромов помимо чисто оползневого фактора играет определенную роль и фактор тектонический. Однако роль его опосредствована: тектоника является как бы спусковым меха-

низмом для возникновения оползневых процессов (увеличение уклона дна бассейна седиментации, землетрясения, рост складок, с крутых крыльев которых сходят оползневые тела, и т. д.) (Migliorini, 1950; Marchetti, 1957; Gorler, Reutter, 1968; Richter, 1968; Черенков, 1973, и др.).

3. Главная роль в образовании олистостромов принадлежит тектоническим движениям. Исследователи, которые придерживаются этой точки зрения (Краус, 1951; Gigon, 1952; Белостоцкий, 1970; Поршняков, 1973; Леонов, 1975; Лукьянов и др., 1975; Соколов, 1975, и др.), считают, что образование олистостромов происходит за счет разрушения фронтальных частей тектонических покровов при их продвижении в бассейн осадконакопления. Оползневые же процессы рассматриваются только как фактор последующего перемещения материала.

4. Существуют олистостромы различного происхождения, одни из которых образуются чисто оползевым путем, при формировании других определенную роль играет тектонический фактор (в смысле второй точки зрения) и, наконец, третий тип олистостромов формируется за счет разрушения тектонических покровов. Подобная точка зрения прослеживается у многих исследователей, но наиболее отчетливо она изложена у П. Эльтера и Л. Тревизана (Elter, Trevisan, 1973).

Чем вызван такой разноречивой во мнениях, будет видно из последующего изложения. Тем не менее ясно, что все гипотезы, особенно «тектоническая», страдают одним недостатком: не указано, как возникают огромные массы грубообломочного материала. Это связано с тем, что, за редким исключением (Леонов, 1975; Щерба, 1975; Лукьянов и др., 1975), не проводилось специального и направленного изучения способов формирования масс грубообломочных пород, слагающих олистостромы.

Изучение олистостромов в различных районах альпийских и палеозойских складчатых систем и анализ литературного материала позволяют в настоящее время прийти к достаточно обоснованным выводам по этому вопросу, которые и будут изложены в предлагаемой работе. Но прежде чем переходить к рассуждениям о генезисе олистостромовых образований, необходимо дать их краткую морфологическую характеристику, сосредоточив внимание на тех особенностях внутреннего строения и соотношений с окружающими отложениями, которые говорят об их происхождении.

### МОРФОЛОГИЯ ОЛИСТОСТРОМОВ

Морфологические черты олистостромовых образований описаны неоднократно. В наиболее общем виде это сделано в работе А. В. Лукьянова, М. Г. Леонова и И. Г. Щербы (Лукьянов и др., 1975), из которой в основном и заимствовано описание олистостромов, необходимое для понимания их генетической сущности.

Олистостромы заключены обычно среди нормально-осадочных отложений, они известны среди флишевых, молассовых, офиолитовых и других формационных типов пород и связаны с ними постепенными переходами. В местах развития олистостромов толщи приобретают резко гетерогенное строение: среди основной массы, состоящей из пород характерных для флиша, молассы или иной группы отложений, появляются чужеродные, не свойственные вмещающим неслоистые грубообломочные породы. Чужеродные включения представлены линзами, пластами и мощными горизонтами конгломератов и брекчий, состоящих, как правило, из обломков более древних пород. Эти древние породы встречаются также среди вмещающей массы в виде отдельно разбросанных олистолитов — обломков, глыб, линз и крупных пластин.

Конгломераты и брекчии залегают среди вмещающих толщ пород в виде линз, прослоев и мощных (до 1 км) горизонтов. Кон-

такты брекчий и конгломератов с подстилающими и перекрывающими образованиями, как правило, отчетливые и резкие, без предварительного укрупнения обломочного материала в подстилающем слое. И даже в тех случаях, когда в нижележащем слое появляется значительное число отдельных обломков, контакт между основным пластом брекчий и подстилающими образованиями резкий. Брекчии часто срезают пласты нижележащих пород, обломки и обрывки которых также частично попадают в брекчию. Происходит как бы выпаживание брекчиями подстилающих отложений. Отдельные глыбы вдавлены в нижележащие осадки, песчано-глинистый или карбонатный материал которых заходит в промежутки между ними. В латеральном направлении брекчии часто сменяются нормально-осадочными отложениями, мощность брекчий и конгломератов значительно меняется по простиранию вплоть до полного выклинивания. Однако горизонты брекчий нередко прослеживаются на десятки и сотни километров. Конгломераты распространены локально.

В брекчиях могут быть выделены два главных компонента: основная масса (матрица) и обломки. Основная масса состоит или из алевро-песчанистых аргиллитов, с большей или меньшей примесью карбонатного материала, или из ярко-красной или малиновой известковистоглинистой массы; и только в тех случаях, когда брекчии нацелены сложены обломками известняков, основная масса представлена преимущественно карбонатным материалом, но также с примесью обломочного. Слоистость, как правило, в брекчиях отсутствует или бывает очень грубой и неотчетливой. В основную неслоистую массу заключены обломки, глыбы, пластины различных пород, обычно более древних, чем вмещающая их масса, но часто в брекчии попадают и обломки практически одновозрастных подстилающих отложений. Широко распространены монокенные брекчии, состоящие из обломков какого-либо одного типа пород (обычно известняков). Окатанность обломков слабая или отсутствует совершенно. В брекчиях обломки, особенно мелкие, обычно остроугольны, более крупные глыбы часто имеют сглаженные края.

Размер обломков колеблется в очень широких пределах, от первых сантиметров до десятков и сотен метров в поперечнике. Сортировка материала в брекчиях отсутствует. Обломки, глыбы и гальки расположены хаотично, без какой-либо видимой закономерности. Соотношение объемов обломков и цементирующей массы непостоянно. Местами наблюдаются скопления глыбового материала, где глыбы плотно пригнаны одна к другой; в других местах глыб мало, они расположены на значительном расстоянии друг от друга, разделены основной массой и как бы «плавают» в ней, придавая всей брекчии пудинговый облик. Поверхность большинства обломков и глыб покрыта зеркалами скольжения, цементирующая масса часто представлена тектонической глиной или милонитизированными породами.

Отдельные обломки, блоки и пластины нередко залегают и вне горизонтов брекчий, непосредственно среди вмещающей массы. Их размеры колеблются от первых сантиметров до десятков и сотен метров в поперечнике и многих километров в длину. Мелкие обломки (до нескольких метров) имеют обычно сглаженную, округлую или линзовидную форму, крупные резко удлинены и вытянуты по простиранию вмещающих слоев в виде пластин. Пластины становятся у краев тоньше и постепенно сходят на нет. Часто пластины пространственно ассоциируются с хаотическими брекчиями из обломков самой пластины. Пластины зачастую сильно брекчированы и разбиты на отдельные более мелкие чешуи.

Одной из характерных черт олистостромов является их сильная тектоническая переработка последующими тектоническими движениями, которая выражена в интенсивной перемятости пород, тектоническом расчешивании, разлинзовании и будинировании пластов и обломков.

Однако в ряде случаев мы имеем дело с олистостромами, которые или не затронуты последующими деформациями, или затронуты в незначительной степени. Но и в этих случаях материал олистостромов несет в своем внутреннем строении резко выраженные черты тектонизации. Это прежде всего зеркала скольжения на поверхности обломков, милонитизированная основная масса, мощный катаклиз, линзовидная, обжатая форма глыб и обломков, наличие кальцитов «рубашки», обволакивающей обломки. Большие блоки и пластины разбиты на отдельные более мелкие чешуи, брекчированы, будинированы.

### ГЕНЕЗИС ОЛИСТОСТРОМОВ

Анализ морфологии олистостромовых тел и их соотношений с окружающими образованиями показывает, что при формировании олистостромов обычно действуют два типа седиментации: во-первых, нормальное осадконакопление флишевого, молассового или иного бассейна; во-вторых, на фоне этого «банального», как говорят французские геологи, осадконакопления спорадическое поступление в бассейн огромных масс грубообломочного материала, который отлагается в виде линз, прослоев и горизонтов глыбовых хаотических брекчий. Грубообломочный материал поступал не постепенно в течение длительного времени, а в виде единовременных, быстрых, неоднократно повторявшихся процессов, так как контакты брекчий с окружающими разностями пород всегда резкие, причем можно видеть, как глыбы вминались в подстилающий, вероятно, еще не консолидированный осадок. Одновременно в бассейн попадали огромные блоки и пласты более древних пород, которые по своим размерам в ряде случаев могут быть отнесены к категории настоящих тектонических покровов. То, что блоки и пластины попадали в осадок в период его образования, подтверждается их существованием не только в виде самостоятельных блоков, но и в виде компонентов конгломератов и брекчий, а главным образом наличием стратиграфических контактов пластин древних пород с фаунистически датированными и более молодыми отложениями вмещающей толщи. И наконец, эпизодически, как и поступление грубого материала, происходило оползание и внутренняя деформация вмещающей толщи. Однако последнее совершенно не обязательно, хотя и очень характерно, особенно в случае олистостромов во флишевых отложениях.

Таким образом, достаточно ясно, что в процессе образования олистостромов определенную роль играют оползневые процессы. Действительно, нормальные стратиграфические контакты олистостромов с подстилающими и перекрывающими отложениями, хаотическая внутренняя структура, выпаживание подстилающих слоев и как следствие захват их в состав олистостромов, присутствие структур подводного оползания и переотложенной мелководной фауны, да и сам факт наличия мощных свалов несортированного грубого материала среди часто достаточно глубоководных осадков неопровержимо свидетельствуют, как и считают большинство исследователей, о подводно-оползневой (или, что реже, субаэрально-оползневой) природе олистостромов. В данном варианте возникновение масс грубообломочных пород связывается с обрушением относительно приподнятого уступа в условиях гравитационной неустойчивости и последующего оползания этого материала в глубь бассейна седиментации.

Однако некоторые особенности строения и распространения олистостромов не могут быть объяснены оползевым механизмом в чистом виде. Главные из них следующие.

1. Олистостромы пространственно тяготеют к зонам крупных разломов, по которым либо установлены, либо предполагаются по косвенным признакам надвиговые перекрывтия.

2. Олистостромы и олистолиты, как правило, состоят из пород аллохтона, у фронта которого они накапливаются или которым перекрываются.

3. Олистостромы приурочены к определенным интервалам, во время которых установлены крупные покровные перемещения масс горных пород (Леонов, 1975, 1976).

4. Олистостромы (в пределах одного интервала) распространены чрезвычайно широко, протягиваясь (с перерывами) на многие сотни и тысячи километров.

5. Олистостромовые комплексы оказываются часто перекрытыми тектоническими покровами и интенсивно переработанными тектонически.

6. В олистостромах присутствует динамически обработанный материал: обжатые, сглаженные, штрихованные, сплюснутые обломки.

7. Хаотические брекчии олистостромов имеют непосредственную связь с покровными пластинами и постепенные переходы между ними.

Все перечисленные особенности заставляют искать для объяснения формирования олистостромовых толщ помимо чисто оползневых и другие варианты. В настоящее время все большее и большее число исследователей приходят к выводу о возникновении олистостромов за счет разрушения тектонических покровов. Впервые на связь образования дикого флиша (олистостромов) с разрушением покровов обратил внимание Г. Шардт (Schardt, 1898), который связал образование толщ дикого флиша Центральной Швейцарии с разрушением лобовой части покрова Клиппов, обратив внимание на тот факт, что в непосредственной близости от клиппов в подстилающих их образованиях дикого флиша содержатся отторженцы пород в фациях покрова Клиппов. В дальнейшем гипотеза происхождения олистостромовых образований за счет разрушения тектонических покровов находила все больше приверженцев.

Нет необходимости останавливаться на конкретном описании районов, где установлена связь образования олистостромов с покровами, так как по этому вопросу имеется много литературных данных (библиографию см. Леонов, 1975, 1976).

И действительно, своеобразные условия осадконакопления, связь включений в олистостромах с покровами, которые перекрывают эту характерную группу отложений, частая интенсивная тектоническая переработка олистостромов, наличие конседиментационных покровов в толщах, заключающих олистостромы, совпадение времени возникновения этих осадков со временем интенсивных тектонических движений, приводящих к формированию шарьяжей, пространственная связь олистостромов с тектоническими покровами — все это позволяет связать образование рассматриваемых отложений с разрушением фронтальных частей продвигающихся покровов. Особенно показательными в этом смысле являются случаи непосредственного перехода от тектонически раздробленного покрова через тектонические брекчии к типичным олистостромам. Эти переходы будут описаны ниже. Более того, распространение олистостромов одного возраста на значительных пространствах (сотни и тысячи километров) вряд ли можно объяснить процессами чистого оползания. Для того чтобы оползни возникли на таких пространствах, необходима какая-то причина. Такой причиной могут быть интенсивные тектонические подвижки, которые устанавливаются для времени формирования олистостромов.

Однако, установив связь образования глыбового материала олистостромов с разрушением покровов, разберем теперь конкретный механизм этого разрушения, т. е. именно тот вопрос, который обычно не привлекал внимания исследователей.

1. Часто в олистостромовых толщах встречаются пластины пород более древних и более компетентных, чем вмещающая их основная мас-

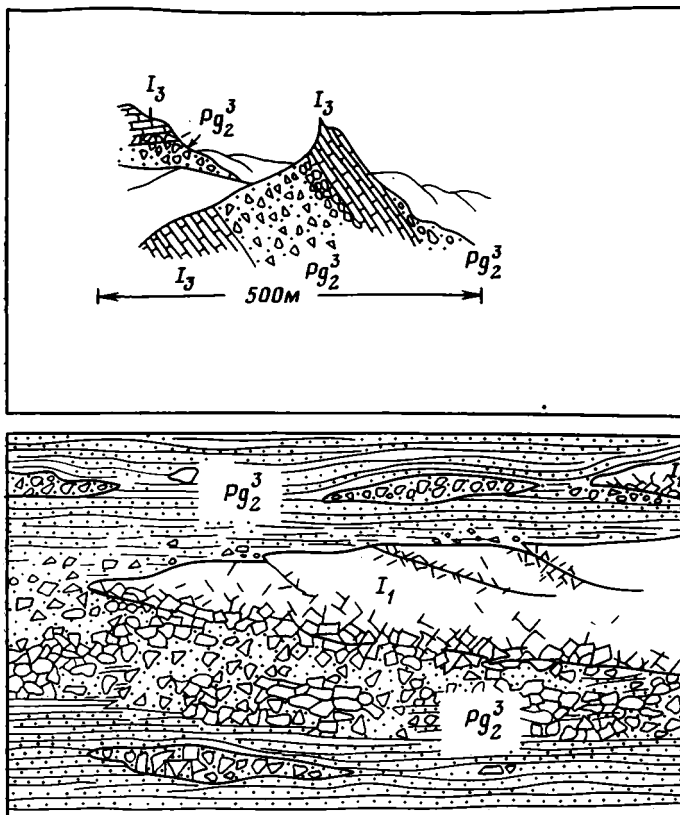


Рис. 1. Разрушение подошвенных частей конседиментационных покровов и пластин при движении по дну бассейна (верхнеэоценовые олистостромы Южного склона Большого Кавказа)

са. Размер пластин может достигать десятков километров по длинной оси, и тогда их обычно относят к категории конседиментационных тектонических покровов. Такие пластины (олистоплаки, покровы скольжения) описаны среди олистостромовых отложений во многих местах, как, например, пластины известняков Лаймерн в верхнеэоценовом диком флише Центральной Швейцарии (Gigon, 1952), известняков перми в неогеновых молассах Дарвазского хребта (Щерба, 1975), офиолитовые пластины в верхнемеловых олистостромах Малого Кавказа (Соколов, 1975) и др.

Показательным примером являются также изученные автором пластины пород верхней юры и верхнего лейаса в верхнеэоценовом флише южного склона Большого Кавказа (рис. 1). Пластины залегают непосредственно среди вмещающей массы флишевых отложений. Сложены они слоистыми породами верхнего лейаса: песчаниками и глинистыми сланцами. Вытянутость пластин соответствует слоистости. Пластины имеют резко удлиненную форму. Одна из таких пластин имеет по протяжению протяженность около 20—25 км, другая — порядка 4—5 км, при максимальной мощности первой до 700—800 м, второй — до 100—150 м. Эти пластины представляют собой конседиментационные тектонические покровы, попавшие в бассейн во время накопления верхнеэоценовых осадков (Леонов, 1975). Имеются и другие пластины, но меньших размеров (50—200 м). Пластины становятся у краев тоньше и постепенно сходят на нет. Нижние их контакты, как правило, осложнены срывами, дроблением, брекчированием слагающих их пород. Верхние

контакты обычно нормальны, часто со следами размыва, с брекчиевыми и конгломератовыми горизонтами, перекрывающими пластину. Вместе с тем и подстилающие и перекрывающие горизонты флиша составляют единую толщу. Внутри пластин можно наблюдать брекчирование и даже катаклаз. Часто сплошность пластин нарушена большим числом разрывов, которые разделяют пластину на отдельные более мелкие чешуи. Раздробленность пластин возрастает к краям и вниз. В этих направлениях раздробленные породы без резкой границы переходят в тектоническую брекчию, которая в этих же направлениях начинает приобретать черты брекчии осадочной. Обломки расположены уже хаотически, появляется заполняющее вещество. Осадочные брекчии образуют подобие шлейфа около пластин и продолжают внутри вмещающей флишевой толщи обычно в виде прослоев, залегающих согласно со слоистостью, но в ряде случаев и резко срезаая подстилающие слои и захватывая их материал. Часто эти брекчии в результате процессов оползания оказываются пространственно оторванными от пластины. Материал таких брекчий, окружающих пластину, состоит в основном из пород, слагающих пластину. Обломки совершенно не окатаны, остроугольные, часто представляющие собой «отщепы» глинистых сланцев и песчаников. Цементируются обломки мелкозернистым песчано-глинистым агрегатом, по составу тождественным породам пластин и брекчий.

Нужно отметить, что наиболее характерными чертами этих брекчий является их мономиктовость, теснейшая связь с породами пластин (часто мы не можем привести четкую границу между брекчированной пластиной, тектонической брекчией и брекчией осадочной, т. е. по существу собственно олистостромом), брекчированность самих обломков, наличие на их поверхности зеркал скольжения, местами милонитизация основной массы.

В данном случае мы видим, что зарождение грубообломочного материала происходит тектоническим путем, в результате дробления и брекчирования пластины при ее движении по дну бассейна. В последующем брекчии частично остаются пространственно связанными с пластинами, частично теряют эту связь и чисто оползевым путем перемещаются в более удаленные от зоны возникновения и более глубокие части осадочного бассейна. При этом они, хотя и приобретают морфологические черты оползня, все же сохраняют и черты своего тектонического происхождения: зеркала скольжения, брекчированность.

Таким образом, одним из механизмов образования грубообломочного материала олистостромов является тектоническое разрушение подошвенных частей крупных пластин (конседиментационных покровов) при их продвижении по дну бассейна седиментации. Размеры таких пластинопокровов колеблются в очень широких пределах и могут достигать десятков километров по длинной оси.

Разрушение подошвенной части свойственно и более значительным покровным структурам. На территории Ликийского Тавра (Турция) описаны (Graciansky, 1968, 1972, 1973) тектонические покровы, в подошвах которых расположены олистостромовые толщи. Здесь выделена следующая последовательность комплексов пород, тектонически перекрывающих один другой (рис. 2). В основании залегают автохтонные образования. Внизу они сложены карбонатной серией пород триаса — сеномана, выше которой залегают флишевые толщи. А флишевый разрез в свою очередь надстраивает олистостромовые толщи верхнемелового возраста.

Дикий флиш содержит среди других блоки базальтов и радиоляритов, заключенных в песчано-глинистую матрицу. Выше расположены образования меланжа, и переход от дикого флиша к меланжу соответствует смене состава и облика вмещающей основной массы: песчано-глинистая внизу, выше она становится существенно туфовой. Переход

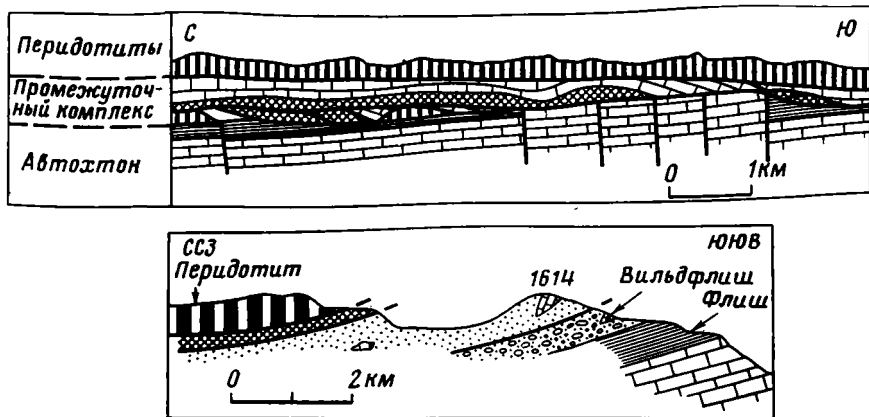


Рис. 2. Деформация подошвы тектонического покрова. Ликийский Тавр (Graciansky, 1973). Объяснения в тексте

между диким флишем и меланжем, как пишет П. Грацианский, «прогрессивный», нормальный. Переход осуществляется на расстоянии 5 м по мощности. Сверху меланж тектонически перекрыт покровом перидотитов, который ложится местами прямо на дикий флиш, местами на меланж, местами на «промежуточный» комплекс, сложенный отдельными мелкими и крупными чешуями различных пород, включая и перидотиты верхнего покрова. Хотя описание этих соотношений у П. Грацианского не слишком четки, все же можно видеть, что на нижней поверхности аллохтона происходит расчешуивание и дробление пород с образованием меланжа, который сменяется вниз олистостровым комплексом, т. е. картина близка той, которую мы видели при описании разрушения более мелких пластин и покровов.

Разрушение, брекчирование подошвы покрова наблюдалось в Румынских Карпатах (долина р. Биназ), где тектонический покров юрско-меловых пород залегает на олистостроме из обломков пород покрова. Причем провести резкую границу между тектонически раздробленными породами покрова и олистостромом часто не представляется возможным.

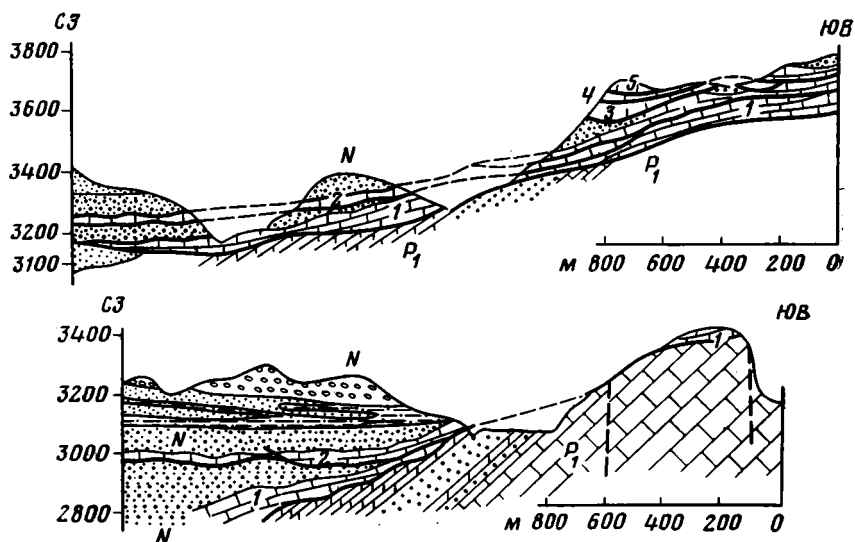


Рис. 3. Олистолиды и олистостромы в неогеновых отложениях Дарвазского хребта (И. Г. Щерба, 1975). Объяснения в тексте



2. Прекрасным примером другого способа образования грубообломочных брекчий и олистолитов является формирование олистостромов в неогеновых отложениях Дарвазского хребта (Щерба, 1975; Лукьянов и др., 1975) (рис. 3). В этом районе непосредственно вблизи контакта и на контакте неогеновых моласс с палеозойскими известняками в толще неогена распространены грубослоистые несортированные брекчий, которые или прислонены к палеозойским известнякам, или несогласно перекрывают их. Палеозойские породы образуют крутой уступ, который состоит из нескольких полого лежащих надвиговых чешуй, разделенных тектоническими брекчиями. Зона интенсивного брекчирования занимает почти половину объема пород. Брекчирование проявляется в двух видах: в виде секущих породу кальцитовых и пелитовых жил, которые обтекают несмещенные обломки единого массива, и в форме известняковых брекчий, в которых обломки повернуты и смещены одни относительно других. Брекчированные известняки и известковые брекчий на границах пластин переходят друг в друга, что свидетельствует о тектонической природе брекчирования. Здесь же видны и постепенные переходы тектонических брекчий, разделяющих чешуи палеозойского основания, в несортированные осадочные брекчий — олистостромы. Надвиговые чешуи, начинаясь в теле пород палеозоя, так же, как и брекчий, непосредственно переходят внутрь олистостромовой толщи, залегая здесь уже в виде гигантских олистолитов (площадь их достигает десятков квадратных километров).

Непосредственные переходы тектонических брекчий в осадочные, а также тектонических пластин (покровов) в олистолиты неслучайно свидетельствуют о тектоническом происхождении материала олистостромов в данном районе: «Значительная часть олистостромов... зарождается не на поверхности поднятий, а внутри слагающих их толщ, в зонах, где происходит тектоническое дробление пород, и имеет эндогенное происхождение» (Щерба, 1975, стр. 107). «Этот пример показывает, что олистостромы формируются... за счет выдавливаемых из-под тектонического покрова сильно брекчированных пород и тектонических брекчий, несущих в себе крупные пластины и линзы менее нарушенных пород» (Лукьянов и др., 1975, стр. 47).

Таким образом, морфологические черты древних олистостромов представляют прийти к выводу, что часть олистостромов (во всяком случае один из их типов) образуется за счет тектонического фактора. Однако многие аспекты формирования олистостромов геологического прошлого остаются недостаточно ясными из-за последующей тектонической переработки, исчезновения некоторых переходов и т. д. Поэтому рассмотрим несколько примеров формирования современных олистостромов.

Современное разрушение фронтальных частей крупных надвигов и образование за счет этого процесса олистостромовых отложений (или их современных аналогов) можно видеть на примере надвига, по которому толщи флиша зоны Южного склона Большого Кавказа надвинуты на образования Грузинской глыбы и Гагро-Джавской зоны. Надвиговая природа этого разлома, протяженность которого только на территории Грузии составляет более 200 км, устанавливается давно и достаточно четко (Гамкрелидзе, 1964; Милановский, Хаин, 1963; Леонов, 1975, и др.). Этот разлом является активным в новейшее (от позднего сармата до современности) время (Милановский, 1968). Об активности разлома в настоящее время свидетельствуют его четкое морфологическое выражение (иногда сглаженный, но чаще резкий уступ в рельефе), особенно хорошо видимое в бассейнах рек Лехуры, Меджуды, Малой Лиахви, развитые вдоль фронта разрыва оползневые явления, обвалы. В целом надвигание пород флишевого комплекса на разновозрастные отложения тектонически подстилающих образований устанавливается при геологическом картировании. Во многих местах в зоне разрыва (у подножья

уступа) можно наблюдать большие и малые скопления глыб, главным образом известняков флишевого комплекса. Мелкие обломки (от 5—10 до 40—50 см) сцементированы травертином и часто превращены в монолитную брекчию. Обломки не окатаны, остроугольны, часто покрыты кальцитовой «рубашкой», сортировка в этих брекчиях отсутствует, стратификация тоже. В карбонатном туфе, цементирующем обломки, можно встретить отпечатки листьев дуба, ореха и других современных растений. Обломки, особенно крупные, покрыты зеркалаи скольжения, которые особенно хорошо выражены на кальцитовой оторочке. Происхождение этих брекчий может быть двояким.

Часть из них на первый взгляд образуется чисто обвальным путем, однако разрушение фронтальной части надвига происходит не только под действием факторов выветривания и гравитации. Дезинтегрированию способствует главным образом тектоническое раздробление, которое можно наблюдать в толще флишевых пород, о нем свидетельствует и наличие зеркал скольжения на поверхности глыб и блоков. Как показывают наблюдения, раздробление происходит следующим образом. Толщи пород флиша (особенно легко этот процесс идет в карбонатных породах) в результате общих тектонических подвижек тектонизируются, разбиваются трещинами на отдельные блоки. Трещины заполняются кальцитом или травертином, который как бы обволакивает каждый отдельный блок, способствуя нарушению монолитности породы, но тем не менее не давая еще возможности породе полностью дезинтегрироваться и рассыпаться. Отдельные блоки под действием общего движения постепенно отделяются один от другого все больше и больше и получают некоторую свободу самостоятельного движения. Они начинают поворачиваться относительно друг друга, и если при начальной трещиноватости полностью сохраняется первичная слоистость, то теперь она начинает нарушаться, а затем и совершенно исчезает. Обломки, скрепленные карбонатным материалом (кальцит, травертин), уже достаточно свободно поворачиваются один относительно другого, первично слоистая порода превращается в брекчию. Но эта брекчия пока еще не оторвана от материнской породы, она еще находится на месте своего образования или только незначительно перемещена. О том, что тектоническое брекчирование и движение в этих зонах продолжается, свидетельствует наличие зеркал скольжения на вторичных кальцитовых рубашках. Подобного рода брекчии не сопровождаются первичной милонитизацией пород и не содержат, как правило, если не попадают вторично в зону разрыва, тектонических глинок.

Наконец брекчированность доходит до такой степени, когда в зоне выхода пласта на поверхность монолитность брекчии нарушается уже под действием гравитации и факторов выветривания, и обломки сыплются вниз по склону, где снова цементируются или травертином, или песчано-глинисто-карбонатным материалом, в зависимости от конкретных условий. Но большая часть брекчий исчезает, так как в поверхностных субаэральных условиях они быстро разрушаются поверхностными процессами и материал уносится, полностью дезинтегрируясь реками, русла которых чаще всего проходят параллельно простиранию разрыва.

Образование второго рода брекчий аналогично образованию дарвазских олисторомов, описанных выше. Фронтальная часть надвига, сложенная различными горизонтами флишевых отложений, разбита на многочисленные мелкие и крупные тектонические чешуи и блоки. На границах отдельных чешуй в зоне разрыва (это могут быть и пологие разрывы, и секущие сбросы, взбросы и сдвиги) образуется тектоническая брекчия, мощность которой варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров. Брекчии состоят из обломков пород, прилегающих к плоскости разрыва. На начальной стадии образования брекчий наблюдается зона повышенной трещиноватости. Трещины заполняются каль-

цитом. Обломочки отделяются один от других, промежутки между обломками заполнены или вторичным кальцитом, или перетертым карбонатно-глинистым веществом. При выходе зоны разрыва на поверхность брекчии высыпаются и приобретают вид обвальной осыпи. Однако в отличие от обыкновенной осыпи, не связанной с зоной разлома, обломки часто вновь цементируются травертином. Цементация брекчий иногда настолько сильна, что эти брекчии легко спутать с более древними, скажем, мезозойско-кайнозойскими, как это хорошо видно во многих районах Кавказа.

Брекчии этого типа отличаются от первых брекчий, как правило, моногенностью материала, присутствием тектонических глинок, милонитов.

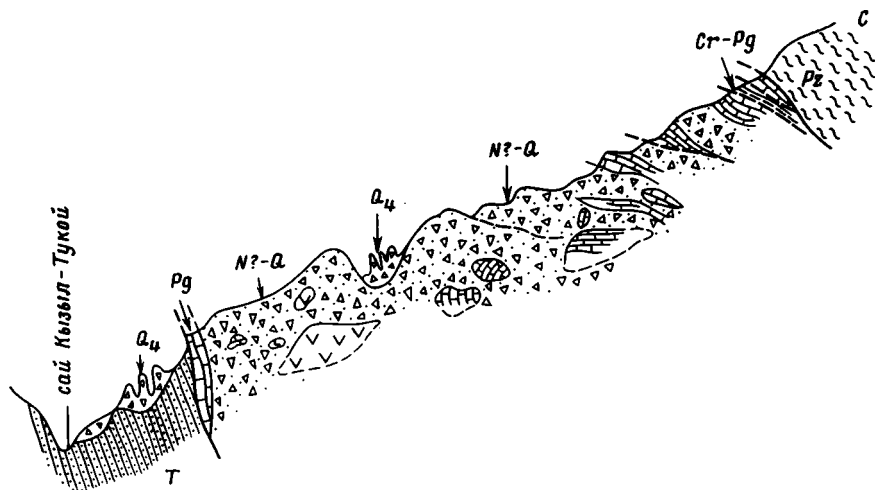


Рис. 4. Брекчии в зоне Танымасского надвига (Памир). Объяснения в тексте

При этом нужно отметить, однако, что первый и второй тип брекчий могут переходить один в другой, и материал их может перемешиваться. Образование же их происходит практически одновременно и взаимосвязанно.

Приведенный пример подтверждает еще раз, что часть олистостромовых толщ образуется при воздействии тектонического фактора и что обломочный материал зарождается внутри монолитного массива, а не только за счет разрушения фронтального уступа. Однако непременным условием возникновения обломочного материала является внутренняя тектоническая переработка пород, выраженная в образовании тектонических чешуй и в тектоническом расслаивании фронтальной части надвигов.

Сходная картина формирования четвертичных брекчий, морфологически являющихся аналогом древних олистостромов, наблюдается в зоне Танымасского надвига, разделяющего структуры Северного и Центрального Памира. Посетить эту зону автору удалось благодаря любезности А. В. Лукьянова, совместно с которым и был проделан ряд маршрутов. В районе сая Кызыл-Тукой (левый приток р. Танымас) зона Танымасского надвига представляет собой полосу (рис. 4) шириной 1—2 км, сложенную разнообразными брекчиями. Зона брекчий контактирует с юга по разлому с отложениями триаса зоны Центрального Памира и перекрыта по крутому надвигу метаморфическими сланцами зоны Северного Памира. Брекчии состоят из обломков различных пород: серых известняков, туфов, сахаровидного кварцевого агрегата, вулканогенных пород основного состава. Преобладают обломки остроугольные,

без признаков окатанности, хотя встречаются и округлые, со сглаженными краями. Размер включений от 0,5 см до 0,5 м и более. Отдельные глыбы достигают 10—100 м в поперечнике. Обломки расположены безо всякой видимой закономерности. Они то тесно прилегают одни к другим, то разделены основной массой. Поверхности обломков покрыты зеркалами скольжения, раздроблены. Большие глыбы и блоки брекчированы, разлинзованы, разбиты на более мелкие чешуи и как бы плавают в основной массе мелкообломочной брекчии. Вверх по склону, при приближении к верхнему разрыву, число и размер блоков несколько увеличивается. Несколько увеличивается и степень раздробленности пород.

В крупном блоке основных пород можно наблюдать усиление раздробленности к краям, тектоническую брекчированность и постепенный переход в шлейфы моногенных брекчий, которые вклиниваются в полигенные. При раздроблении крупных пластин и блоков отдельные их части смещаются одни относительно других. В трещины проникает материал окружающих брекчий. Образование трещин и их заполнение сопровождается брекчированием и дроблением пород блока, остроугольные обломки которых захватываются проникающими брекчиями.

Заполняющее вещество в брекчиях представлено гравелистом и грубозернистым песчаником из материала тех же пород, что обломки. Цемент кварцево-лимонитовый или карбонатно-лимонитовый. Цементация плотная. Сортировка материала в брекчиях отсутствует.

Основная масса брекчий (как обломков, так и цемента) несет в себе явные следы тектонического происхождения: катаклиз, дробление, милонитизация, постепенные переходы от тектонических брекчий к осадочным. Да и сам факт нахождения их в зоне разрыва подтверждает их тектоническую природу. Однако в этой зоне имеются и брекчии осыпей, которые практически не отличаются по своему внутреннему строению и составу от описанных выше. Иногда нельзя провести четкую границу между брекчиями зоны дробления и осыпными брекчиями, особенно в верхней части склона, где первичные брекчии в приповерхностных условиях разрушаются процессами выветривания (что облегчается их первичной тектонической неоднородностью) и начинают скользить (осыпаться) вниз по склону. В таких случаях можно наблюдать постепенный переход от неслоистых брекчий первого типа в неяснослоистые осыпные брекчии. Слоистость у последних всегда имеет наклон в сторону падения склона. В последующем они под действием силы тяжести перемещаются на пониженные участки склона и к его подножью и формируют самостоятельные тела, несогласно лежащие на брекчиях тектонического происхождения и других подстилающих породах.

Таким образом, мы еще раз видим, что «чисто осадочные» брекчии, сформированные при оползании и ссыпании пород вниз по склону, своим происхождением обязаны первично тектоническим процессам, которые проявляются в зоне надвига и приводят к брекчированию, дроблению и милонитизации пород, попадающих в эту зону.

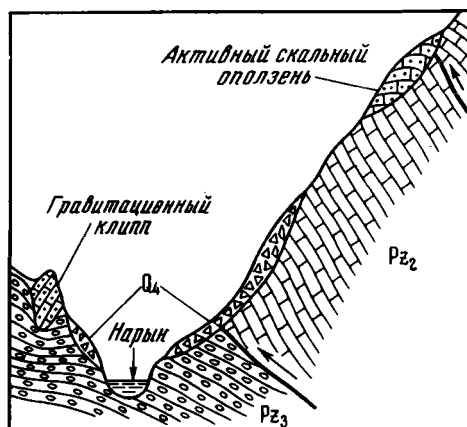


Рис. 5. Разрушение фронтальной части надвига (по Г. Н. Пшенину, 1973). Объяснения в тексте

Несколько иначе происходит разрушение фронтальных частей надвигов в результате динамической разгрузки скального фронта разрыва, что видно на примере новейших надвигов горного обрамления Ферганы (Пшенин, 1973). По данным Г. Н. Пшенина (рис. 5), при увеличении высоты надвигового уступа создается перегрузка скального фронта. Развиваются гравитационные склоны, трещины бокового отпора и отседания, как правило, использующие тектоническую трещиноватость. Горизонтальные перемещения способствуют увеличению крутизны фронта надвига и тем самым повышают его динамическую неустойчивость. По трещинам скалывания происходит отсекание от основного монолита крупных блоков, которые перемещаются к подножью фронтального склона. Будучи разбиты трещинами, эти блоки полностью или частично преобразуются в обвальные россыпи. Большие блоки и пластины (скальные оползни), имеющие пластинчатую или линзовидную форму, при движении вниз по склону дезинтегрируются, и при этом возникают отдельные более мелкие блоки объемом 15—25 тыс. м<sup>3</sup> (начальные объемы скальных оползней обычно превышают 1 млн. м<sup>3</sup>) и развалы глыб и щебня. Часть блоков соскальзывает к самому подножию склона, где они «либо врезаются в мягкие породы подножья, образуя своего рода экзотические скалы, которые можно назвать гравитационными клиппами, либо ложатся на породы без существенного механического нарушения» (Пшенин, 1973, стр. 51, 52).

Хотя сам Г. Н. Пшенин и не связывает описанный им процесс с формированием олистостромов, ясно, что речь идет именно об этой категории явлений. Следовательно, мы имеем здесь дело с образованием олистостромов за счет процессов, на первый взгляд чисто гравитационных. Но, как подчеркивает сам автор и как ясно из изложенного, развитие процессов гравитационного разрушения и их активность связаны с активной жизнью самого надвига, т. е. и в этом случае мы приходим к выводу о тесной связи возникновения олистостромов с тектоническими движениями, а именно с разрушением фронтального уступа надвигов.

Из приведенных примеров видно, что образование современных глыбовых хаотических отложений связано с внутренней тектонической переработкой пород материнского массива, который является телом «живого» надвига. Объем же материала показывает, насколько активным является надвиг в период образования олистостромов. Современные олистостры по чертам своего строения (морфологии, особенностям распространения, соотношению обломков между собой и основной массой) близки или тождественны древним. При этом в современных олистостромах в более четком и ясном виде можно наблюдать многие из тех черт строения, которые при изучении более древних олистостромов приводили нас к мнению о возникновении их за счет процессов разрушения тектонических покровов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный материал позволяет достаточно уверенно утверждать, что олистостры (во всяком случае их значительная часть) формируются за счет разрушения тектонических покровов и надвигов. Образование грубообломочного материала идет различными путями (рис. 6).

1. Обрушение фронтального уступа надвига или покрова, которое происходит за счет тектонической дезинтеграции пород аллохтонного массива при участии факторов подводного или субаэрального выветривания (рис. 6, А).

2. Тектоническое дробление, расчешуивание и брекчирование подошвенных частей покровов при их движении по дну седиментационного бассейна и на границах разных покровов (рис. 6, Б).

3. Тектоническое расчешуивание, брекчирование и образование тектонических брекчий в теле материнского массива аллохтона с после-

дующим выплыванием или тектоническим выдавливанием брекчий и пластин на дневную поверхность или на поверхность морского дна (рис. 6, В).

Эти три способа формирования обломочного материала тесно взаимосвязаны и обусловлены активностью тела тектонического покрова или надвига. В большинстве случаев грубообломочный материал формируется за счет всех трех способов одновременно (может быть, и с преобладанием какого-либо одного способа, в зависимости от конкретных условий движений аллохтона); и в теле уже сформировавшегося олистострома отличить материал, обязанный своим происхождением тому или иному процессу, трудно, а порой и невозможно. В дальнейшем

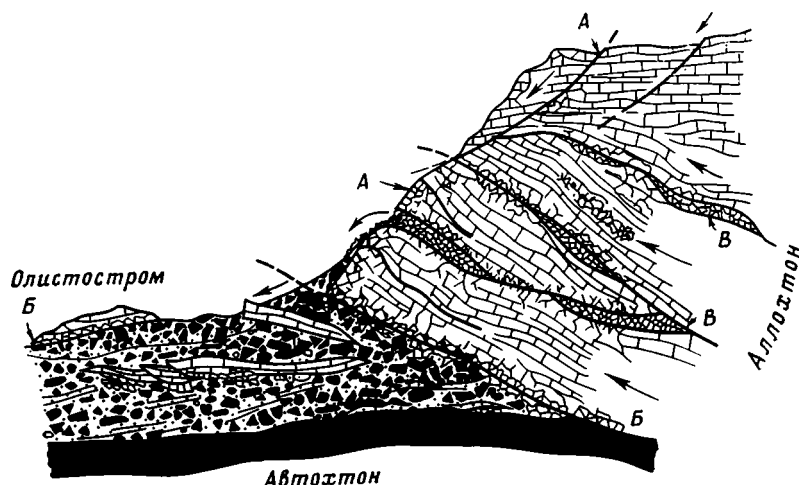


Рис. 6. Формирование брекчий олистостромов за счет разрушения тела тектонического покрова. Объяснения в тексте

обломочный материал или остается непосредственно у подножья разрушающегося покровного массива, сохраняя при этом черты своего тектонического происхождения, или под действием силы тяжести перемещается (сползает) в бассейн, где происходит отложение осадков другого типа. В процессе оползания и захоронения грубообломочные толщи приобретают новые, характерные для оползневых тел черты и превращаются в олистостромы (пласты-оползни) в собственном смысле. Но, как уже говорилось, они все же по-прежнему несут в своем внутреннем строении черты своего первичного генезиса — тектонического.

И наконец, во многих случаях (Леонов, 1970, 1975, 1976; Соколов, 1975, и мн. др.) олистостромы вновь перекрываются тектоническими покровами, за счет разрушения которых они сформировались, и подвергаются при перекрытии вторичной тектонической переработке, часто снова превращаясь в тектоническую смесь. Таким образом, генетический ряд становления олистостромов с момента их зарождения до окончательного оформления в структуре выглядит следующим образом:

| процесс тектонический                                                                                                 | процесс оползания                                                                                            | процесс тектонический                                                                                            |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Расчешуивание материнского массива, тектоническое дробление и брекчирование, возникновение грубообломочного материала | Перемещение вниз по склону седиментационного бассейна, дополнительное перемешивание, захват осадков бассейна | Шарьирование массивов на олистостромы, их вторичная тектоническая переработка, превращение в тектоническую смесь |

Таким образом, оползневые черты в олистостромах отражают не генетическую их сущность, а только способ транспортировки материала. По способу же формирования грубообломочного материала олистостромы — образования тектонические. Их тектоно-осадочная природа подчеркивается особенно четко наличием постепенных, без ясно выраженной границы, переходов от тектонически возникших хаотических брекчий к осадочным аналогам. И геологический смысл олистостромов в том, что они являются образованиями, в чертах внутреннего строения которых запечатлена их тектоно-осадочная природа, т. е. олистостромы — это выражение единства и взаимосвязанности тектонических и седиментационных процессов, а точнее, эндогенных и экзогенных процессов, так как процессы оползания в строгом смысле слова нельзя, по-видимому, отнести к осадочным.

Прежде чем закончить изложение материала, хотелось бы обратить внимание еще на два момента.

1. Существуют олистостромы, которые не связаны непосредственно с разрушением тектонических покровов и к которым могут быть отнесены не слишком многочисленные образования двух категорий. К первой принадлежат так называемые эндоолистостромы, которые являются типично оползневыми образованиями, возникающими на склонах седиментационных бассейнов при сейсмических толчках или в результате накопления слишком большого объема осадков, которые начинают скользить под действием собственной тяжести. Для них характерно отсутствие признаков тектонического происхождения материала, о которых шла речь выше, и то, что они состоят из обломков пород, образовавшихся в том же бассейне и часто еще не полностью литифицированных. Ко второй относятся чисто обвальные брекчии, возникающие у морфологически выраженных уступов, образующихся за счет денудационных процессов или вдоль крутых разрывов типа сбросов. Эти образования, так же как эндоолистостромы, часто не несут в себе черт тектонического происхождения, а объемы их незначительны, так как происходит быстрое выполаживание уступа. Более того, анализ материалов по олистостромам показывает, что в тех случаях, когда образование этих отложений связывается с вертикальными движениями (случай такой трактовки весьма многочисленны), вертикальные подвижки по разрывам либо никак не аргументируются, кроме как фактом наличия самих грубообломочных отложений, либо интерпретация может быть двойкой (см., например, описание олистостромов верхнего эоцена Болгарии — Леонов, 1975).

2. Термин «олистостром» отражает только способ транспортировки материала (оползание) и его захоронения, а не генезис этих хаотических образований. Нет необходимости заменять этот термин другим, так как он прочно «прижился» у геологов всего мира, но при употреблении термина необходимо помнить, что генетически олистостромы не оползневые образования, а тектоно-оползневые. Главное их отличие от осадочных грубообломочных пород (речные или шельфовые конгломераты, фангломераты и т. п.), образование которых связано с действием экзогенных процессов, в тектонической природе обломочного материала.

В заключение хочу выразить свою искреннюю благодарность сотрудникам Геологического института АН СССР А. В. Лукьянову и И. Г. Щербё, с которыми неоднократно обсуждались проблемы образования олистостромов.

- Белостоцкий И. И. Зоны меланжа и хаотических структур. В кн. «Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ». М., «Недра», 1970.
- Гамкрелидзе И. Д. Глубинные разломы в тектоническом строении Грузии. XXII сес. Междунар. геол. конгр., докл. сов. геологов. В кн. «Гималайский и альпийский орогенез». М., «Недра», 1964.
- Леонов М. Г. О разрушении фронтальной части надвигов. Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 3.
- Леонов М. Г. Дикий флиш Альпийской области. Тр. ГИН АН СССР, вып. 199. М., «Наука», 1975.
- Леонов М. Г. Тектонический режим эпох образования олистостромов. Геотектоника, 1976, № 3.
- Лукьянов А. В., Леонов М. Г., Шерба И. Г. Олистостромовая формация и вопрос о псевдотиллитах. Литология и полезн. ископ., 1975, № 4.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1968.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963.
- Поршняков Г. С. О тектонической позиции известняков со «смешанной» фауной в среднем карбоне Алая. В кн. «Вопросы региональной геологии». Изд-во ЛГУ, 1968.
- Пшенин Г. Н. Развитие рельефа фронтальных частей новейших надвигов горного обрамления Ферганы. Геоморфология, 1973, № 2.
- Соколов С. Д. Олистостромовые толщи и позднемиоценовые тектонические покровы офиолитовых зон Малого Кавказа. Автореф. канд. дис. М., ГИН АН СССР, 1975.
- Черенков И. Н. Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе, «Дониш», 1973.
- Шерба И. Г. Олистостромы в неогене Дарвазского хребта. Геотектоника, 1975, № 5.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. Olistostromes and olistoliths. Sedimentary Geology, 1970, vol. 4, № 3/4.
- Beneo E. Sull'olistostroma guaternario di Gela (Sicilia meridionale). Boll. serv. geol. Italia, 1958, v. LXXIX, fasc. 1—2.
- Elter P., Trevisan L. Olistostromes in the Tectonic Evolution of the Northern Apennines. «Gravity tectonics», Wiley Interscience, 1973.
- Flores G. Discussion. IV World Petrol Congr. Rome, 1955.
- Gigon W. Geologie des Habkernales und des Quellgebietes der Grossen Emme. Verhandl. naturforsch. Ges. Basel, 1952, Bd 63, № 1.
- Gorler K., Reutter K.-J. Entstehung und Merkmale der Olistostrome. Geol. Rundschau, 1968, Bd 57, H. 2.
- Graciansky P.-Ch. Stratigraphie des unites superposees dans le Taurus licien et place dans l'arc dinarotaurique. Bull. miner. rech. et explorat. inst. Turkey, 1968, No. 71.
- Graciansky P.-Ch., Lemoine M., Sigal J., Thieuloy J.-P. Sur l'existence de Lenticles calcaires d'age barremien et dedoulien interstratifies dans les marnes gargasiennes du synclinal de Barrem (Alpes de Haute — Provence), C. r. Acad. sci., 1972, t. 274, ser. D.
- Graciansky P.-Ch. Le probleme des coulloures melanges a propos de formations chaotiques associees aux ophiolites de Licie occidentale (Turquie). Rev. geogr. phisique et geol. dyn., 1973, v. XV, fasc. 5.
- Jacobacci A. Frane sotomarine nelle formazioni geologiche. Interpretazione dei Fenomeni olistostromici e degli olistolite nell'Appennino e in Sicilia. Boll. serv. geol. Italia, 1965, v. 86, № 3.
- Kraus E. Die Baugeschichte der Alpen, teil II. Berlin, Akad. Verlag, 1951.
- Marchetti M. The occurrence of slide and floqage material (olistostromes) in the Tertiary series of Sicily. XXX sess. Congr. Geol. Internat. Mexico, 1957.
- Merla G. Geologia dell'Apennino settentrionale. Boll. Soc. geol. Italia, 1951, v. 70, № 5.
- Migliorini C. Considerazioni su di un particolare effecto della arenarie del macigno. Soc. Toscana Sci. Natur. Alt., 1950, mem. 57-A.
- Richter M. Bemerkungen sur Geologie Nord- und West-Siziliens. Neues Jahrb. Geol. Paleontol., 1968, Monatsh. № 2.
- Schardt H. Die exotischen Gebiete, Klippen und Blocke am Nordzand der Schweizeralpen. Ecolog. helv., 1898, v. 5.
- Signorini R. Linee Tectoniche transversali dell'Apennino settentrionale. Rend. Acc. Naz. Lincei, 1935, № 6.
- Soder P. Geologische Untersuchung der Schrattefluh und des sudlich anschliessenden Teiles der Habkern-Milde (Kt.) Luzern. Ecolog. geol. helv., 1949, v. 42, № 4.

Геологический институт АН СССР

Статья поступила  
8 февраля 1977 г.



УДК 551.263.036:551.248.1

**В. М. ЦЕЙСЛЕР****РОЛЬ АССОЦИАЦИЙ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ  
ПРИ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЯХ**

В работе обосновывается методика палеотектонического анализа осадочных геологических формаций, основанная на сравнении морфологических и вещественных показателей, характеризующих конкретное формационное тело с усредненными показателями вмещающего формационного тела более крупного ранга, которое выделяется в качестве ассоциации формаций.

Необходимость выделения и анализа геологических формаций для понимания закономерностей развития структурных элементов земной коры и прогнозирования полезных ископаемых подчеркивалась многими исследователями и ныне вряд ли вызовет возражения. Тем не менее интерес к анализу формаций в последние годы стал до некоторой степени ослабевать. Стало очевидным, что выделение закономерных сообществ горных пород оказывается недостаточным для однозначного понимания тектонической истории, так как большинство из них оказываются конвергентными, т. е. бывают развиты на площади различных типов структур и возникают на разных этапах их тектонической эволюции.

Формационный анализ по существу является сравнительным анализом, его выводы основываются на сравнительном изучении состава и строения тел ассоциаций горных пород. Однако, учитывая современную неразработанность многих основных понятий, наличие разнообразных подходов к выделению формаций и их наименованиям, исследователь сталкивается с трудностями при сопоставлении «своих» формаций с формациями, выделенными и описанными другими исследователями. Можно привести много примеров несхожести ассоциаций пород, имеющих одинаковые, очень общие названия и, наоборот, однотипных формаций, именуемых различно. Подобное состояние вопроса препятствует развитию формационного анализа. Неоправдавшиеся ожидания, что выделение закономерных сообществ осадочных пород позволит однозначно решать вопросы тектонического районирования и определения стадийности развития структур земной коры, неразработанность определений, отсутствие системности в анализе — все это привело к тому, что многие исследователи потеряли интерес к их выделению и изучению.

Автору пришлось длительное время заниматься изучением осадочных комплексов мезозоя — кайнозоя в южных областях страны, сравнивать распространенные здесь формации друг с другом, а также с разновозрастными ассоциациями на территории смежных областей Ближнего и Среднего Востока и юго-восточной Европы. Опыт работы показал, что в качестве единиц — конкретных формаций необходимо выделять геологические тела, образованные в разрезе земной коры устойчивыми ассоциациями горных пород определенного вида, связанных единством места и времени образования и находящихся в закономерных сочетаниях, характеризующих внутреннюю структуру геологического тела. Продолжительность накопления ассоциации пород, составляющих геологи-

ча. Формацию, как правило, изменяется в пределах 5—10 млн. лет. Нередко объемы их тел «вписываются» в объемы свит, иногда несколько свит составляет одну формацию, а порой в разрезе одной свиты удается выделить 2—3 формации. Стратиграфический диапазон единичной осадочной формации изменяется от подъяруса до двух-трех ярусов международной шкалы. Мощности таких ассоциаций пород изменяются от первых метров до первых километров.

В геосинклинальных областях прошлого площади тел закономерных сообществ горных пород, обособленных в связи с развитием элементарных прогибов (поднятий), измеряются первыми десятками тысяч км<sup>2</sup>; подобные тела на платформах составляют сотни тысяч км<sup>2</sup>. Указанные величины совпадают с площадями тел сообществ пород в современных океанах и морях (Безруков, Мурдмаа, 1971).

Тела геологических формаций находятся в тесной связи со смежными, образуя наборы — ассоциации формаций. Каждая ассоциация формаций является также ассоциацией горных пород более высокого ранга. К ассоциациям формаций относятся их горизонтальные ряды, в которых элементарные формации связаны единством времени образования. Типы связей, существующие между элементарными формациями, легко представить, анализируя закономерности их размещения в современных бассейнах осадконакопления.

Осадочные формации, накапливающиеся в настоящее время на континентах и в океанах, образуют непрерывный латеральный ряд, соответствующий всем областям плиоцен-четвертичного осадконакопления на поверхности Земли. Такой ряд можно рассматривать в качестве гигантского геологического тела очень сложных очертаний, соответствующего самому верхнему слою осадочной оболочки земной коры. Подобные концентрически наложенные тела составляют осадочную оболочку коры, причем каждая конкретная формация является элементарной единицей гигантской их ассоциации, выступая в роли небольшого «кирпичика» в общей постройке.

Осадочная оболочка земной коры состоит из ассоциаций формаций, отличающихся по рангам и по типу связей, существующих между ассоциациями пород. Главные типы связей между формациями, сопряженными в горизонтальном ряду, обусловлены единством конседиментационной технической структуры соответствующего ранга или единством климатической зоны. В соответствии с типом связей различаются структурно обусловленные и климатически обусловленные ассоциации (парагенезисы) формаций (Цейслер, 1974).

В настоящем сообщении мы рассмотрим только один тип — фоновые ассоциации формаций с тем, чтобы оценить их значение для формационного анализа. Рассматриваемый тип возникает благодаря единству климатической обстановки и общей направленности движений на площади тектонических структур глобального ранга. Эти ассоциации ранее нами были названы фоновыми, поскольку их состав и строение определяются наиболее общими особенностями осадконакопления — седиментационным фоном, возникающим на крупных участках структур ранга континент — океан.

Тесные связи между элементарными формациями одной фоновой ассоциации выявляются в сходстве их вещественного состава или в наличии у них общих фоновых признаков. Прослой углей, фосфоритов, бурых железняков, повышенная карбонатность, кремнистость, общая красноватость, обилие глауконита, присутствие гипсов и т. д., — словом, «затраженность» определенной минеральной ассоциацией — вот признак, который рассматривается в качестве фонового.

Следует отметить, что крупные ассоциации формаций, сходных в литологическом отношении, некоторые исследователи считают возможным выделять в ранге единичных формаций. С подобным подходом мы

встречаемся в работах Н. М. Страхова, В. В. Белоусова, В. Е. Хаина, А. Б. Ронова, В. М. Синицын (1967) подобные осадочные комплексы называл «литогенетическими формациями». Н. С. Шатский (1954) объединил парагенезисы горных пород, содержащих много глауконита, в «формационные пояса».

О наличии крупных фоновых ассоциаций автор писал неоднократно (1972<sup>1, 2</sup>, 1974). Их значение обосновывалось на примере мезозойских отложений бассейна Тетис. Остановимся здесь на характеристике юрских отложений.

На территории, включающей южные синеклизы Восточно-Европейской платформы, Скифскую и Туранскую эпипалеозойские плиты, Тянь-Шань и Афгано-Таджикскую впадину, а также участок альпийской геосинклинальной области в пределах Горного Крыма, Большого Кавказа, Большого Балхана и Копетдага, Эльбруса и Биналуды, Центрального Ирана и Северного Афганистана (Гиндукуш) в разрезе нижней — средней юры распространены различные типы отложений, которые все относятся к группе терригенных. Здесь выделяются флишевая терригенная, глинисто-сланцевая (аспидная), угленосная паралическая, угленосная лимническая, вулканогенные (основного и среднего состава), морские глинисто-песчаниковые, пестроцветная угленосно-бокситоносная, ракушечниково-терригенные и многие другие формации, сопряженные в латеральном ряду. Их мощности на площади геосинклинальной области изменяются от десятков метров до первых километров; на платформах одновозрастные отложения имеют мощность до первых сотен метров.

Перечисленные сообщества пород объединяет их терригенность и угленосность, в связи с чем эта ассоциация формаций может быть названа терригенной углесодержащей. Ареал указанной ассоциации в виде обширного серповидного шлейфа в ранней — средней юре опоясывал с юго-запада Евразийскую материковую сушу. Его максимальная ширина на меридиане Копетдага составляет 1500—1600 км.

В западном и южном направлении, в глубь бассейна Тетис, происходит замещение терригенных толщ на различные типы карбонатных отложений. Карбонатные породы слагают разрез нижней — средней юры в складчатых структурах альпийской геосинклинальной области (в Пиренеях, Бетских Кордильерах, в горах Рифа, в Тельском Атласе, в Апеннинских, в Южных Альпах, в Динарских горах, в Карпатах, в Венгерской впадине, на юге Анатолии, в Загросе, в Южном Афганистане). Карбонатная нижняя — средняя юра типична для чехла Аквитанской впадины, Апулийской платформы, Восточно-Средиземноморской зоны перикратонных прогибов, Аравийской плиты, Высокого и Сахарского Атласов. Здесь выделяется несколько характерных ассоциаций карбонатных пород нередко с эффузивами и кремнистыми породами. Их мощности изменяются от первых десятков до многих сотен метров и в совокупности они образуют гигантское тело карбонатной ассоциации формаций.

В крайней южной периферической зоне бассейна Тетис (Северная Африка — Аравия) карбонатная ассоциация замещается ассоциацией карбонатно-сульфатных и пестроцветных терригенных формаций.

Расположение ареалов фоновых ассоциаций в области Тетис обнаруживает отчетливую связь с положением материковой суши и общей климатической зональностью. Форма ареалов нередко предопределена течениями в океанском бассейне.

Из анализа соотношения элементарных формаций с их фоновыми ассоциациями на примере верхнеюрских, неокомских, апт-сеноманских, турон-сенонских отложений бассейна Тетис очевидно, что формации определенного литологического состава лишь в исключительных случаях бывают пространственно изолированы от родственных им по составу.

Обычно сходные по составу и строению единичные ассоциации пород образуют своеобразные «кусты» — ассоциации формаций. Формации, свойственные одной фоновой их ассоциации, могут быть вкраплены в краевую часть тела иной смежной фоновой ассоциации, образуя второстепенные члены этого парагенезиса.

Остается решить вопрос: каково практическое значение выделения фоновых ассоциаций формаций для палеотектонического анализа. Одна из задач анализа — выявить и классифицировать конседиментационные тектонические структуры. Любые из структурных форм нельзя рассматривать в отрыве от более крупных тектонических форм, частями которых они являются, и в отрыве от сопряженных структурных форм. Не должен вызывать сомнения и тот факт, что осадочную геологическую формацию также нельзя рассматривать обособленно, в отрыве от ассоциации, в составе которой она выделяется, в отрыве от сопряженных с ней сообществ горных пород. Следовательно, отдельно взятая формация не может служить абсолютным индикатором тектонической структуры, так как одинаковые прогибы, расположенные в разных климатических зонах, на неодинаковом удалении от источников сноса, по-разному ориентированные относительно течений, оказываются заполненными разными типами осадков.

Занимаясь геологическими формациями, необходимо четко различать две последовательно решаемые задачи. Первая задача связана с выделением осадочных геологических тел, обособленных в разрезе земной коры благодаря присущим им индивидуальным свойствам. На данном этапе детальное всестороннее литологическое изучение разреза с выделением элементарных устойчивых ассоциаций пород выступает как метод исследования, а выделение формаций — как его конечная цель. Формация в данном случае рассматривается как категория абсолютная, определенный индивидуум, и наши усилия направлены на ее обособление от смежных с ней ассоциаций пород, на изучение ее внутреннего строения. Вторая задача отвечает собственно формационному анализу. На новом этапе анализ свойств сообществ горных пород выступает в качестве метода исследования, а конечной целью являются палеотектонические и палеоклиматические реконструкции. На этом этапе свойства сообществ пород необходимо рассматривать не обособленно, а анализировать по отношению таких же свойств в соседних сообществах.

Следовательно, провести правильную тектоническую интерпретацию структурной формы, выделенной с помощью формационного анализа, можно в том случае, если рассматривать формации, слагающие структурную форму, не обособленно, а в сравнении с окружающими, в сравнении с общей обстановкой осадконакопления в данной части морского бассейна или на суше.

Общая обстановка осадконакопления запечатлена в общности вещественного состава и в общих чертах строения формаций, в их средних мощностях. Средние значения состава, ритмичности, мощности, отнесенные к площади, являются показателями «фона».

Сравнивая показатели любой конкретной формации с фоновыми показателями, мы, тем самым, отделяем частное от общего, выявляем индивидуальность конкретной формации, степень ее аномальности, обусловленную развитием данной конкретной структуры. При практической деятельности трудно получить точные средние фоновые показатели, которые должны являться эталоном. По-видимому, их можно заменить показателями, вычисленными для конкретных ассоциаций пород, развитых во внешних крупных прогибах платформ (в удаленной части шельфа) или на срединных массивах, так как они в наибольшей степени отражают общий «фон», а по размеру площади соизмеримы с величиной всей фоновой ассоциации. В результате анализ формаций представляется нам как сравнительный анализ частных парагенетических ассоциа-

ций пород с ассоциациями пород, принятыми за фоновый эталон. Только сравнение частного с общим, выявление особенностей этого частного и грамотная тектоническая интерпретация полученных результатов могут способствовать дальнейшему успешному развитию формационного метода.

При развитии «относительного» направления в формационном анализе встает ряд вопросов, которые частично решены, а частично должны быть решены в ближайшем будущем.

Во-первых, это проблема выбора эталонов для отдельных областей СССР. Несомненно, что эталоны, индикаторы «фона» не могут быть одинаковыми для мезозоя Крымско-Кавказской области и Северо-Востока СССР и т. д. Также различны эталонные вертикальные формационные ряды.

Эволюция общих условий осадконакопления в океаническом бассейне оказывала существенное влияние на структуру вертикальных рядов формаций во всех частных прогибах и на поднятиях, расположенных в его пределах. Чтобы оценить степень влияния общей обстановки осадконакопления на стратиграфическую последовательность сообществ горных пород в конкретном геосинклинальном прогибе или на поднятии, при анализе их вертикальных рядов необходимо использовать региональные эталоны. В качестве последних предлагается стратиграфическая последовательность осадочных толщ в разрезе чехлов во внешних синеклизах платформ или на срединных массивах.

Представляется, что после выбора оптимального числа показателей для сравнения конкретных формаций с эталонами — индикаторами фона, станет возможным каждую ассоциацию пород определять не только качественно — названием, но и количественно. Переход к количественным характеристикам представляет немалый интерес, так как нет двух одинаковых песчаниковых или глинистых формаций, а следовательно, найдя и зафиксировав эти различия в близких по составу формациях, называемых одинаково, мы сможем более обоснованно проводить палеотектонические реконструкции.

### Литература

- Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Осадочные формации океанов. — В кн.: История Мирового океана. М., «Наука», 1971.
- Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., «Недра», 1967.
- Цейслер В. М. Соотношение мезозойских и палеогеновых формаций платформенных и геосинклинальных прогибов Средиземноморского пояса СССР. — Геотектоника, 1972, № 1.
- Цейслер В. М. Анализ формаций как метод изучения тектонических структур в различных бассейнах осадконакопления. — Бюл. МОИП, 1972, № 5.
- Цейслер В. М. Иерархия понятий, используемых при анализе формаций. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1974, № 11.
- Шатский Н. С. О зональном и биполярном размещении глауконитовых формаций в верхнем мелу и эоцене. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1954, т. XXIX, вып. 5.

Геологоразведочный  
институт

Статья поступила  
18 марта 1977 г.

УДК 551.242.51

А. Л. СТАВЦЕВ

## О ТИПАХ СТРУКТУРНЫХ ОГРАНИЧЕНИЙ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Дается структурная и металлогеническая характеристика структур, разграничивающих древние платформы от смежных областей. Выделяются четыре основных и два дополнительных типа структур ограничения. Основными являются краевые швы, краевые чешуйчато-надвиговые зоны, узловые сочленения и краевые обрушения. Первые три типа развиваются на границе древних платформ и подвижных поясов, краевые обрушения разделяют древние платформы и талассократоны. Дополнительными типами структур сочленения являются краевые прогибы и краевые вулканические пояса. Они отвечают верхнему структурному этажу зон ограничения и обязательно сочетаются с основными типами структур. Показано, что формирование структур ограничения определяется степенью глубинности горизонтов земной коры, вовлеченных в деформации, и кинематической обстановкой на границах платформ и смежных областей. Большое значение имеет гипсометрическое положение кристаллического фундамента в краевых частях платформ.

Зоны сочленения древних платформ с обрамляющими их областями играют важную роль в строении земной коры. Здесь могут быть выявлены и оценены структурные связи крупнейших блоков земной коры, принципиально отличающихся по строению, режиму и стилю тектонического развития. В пограничных зонах сосредоточены огромные запасы разнообразных полезных ископаемых, закономерности размещения которых тесно связаны со строением и историей развития структур, ограничивающих жесткие платформенные блоки. Вследствие этого изучение структурных ограничений древних платформ имеет большое теоретическое и практическое значение.

Теоретические основы учения о зонах сочленения древних платформ и подвижных областей впервые разработал Н. С. Шатский (1947). Позднее это учение было развито и дополнено советскими учеными А. А. Богдановым, Ю. М. Пушаровским, А. В. Пейве, Е. В. Павловским, В. В. Белоусовым, В. Е. Хаиным, А. Л. Яншиным, Л. И. Красным, Ю. А. Косыгиным, И. В. Лучицким, Л. П. Зоненшайном, Г. А. Кузнецовым и другими исследователями. Наиболее полно изучены краевые прогибы, чему в значительной степени способствовала работа Ю. М. Пушаровского (1959). Слабее освещены в литературе другие типы структур. Значительно меньшее внимание уделено изучению металлогенических особенностей пограничных зон. В первую очередь следует отметить работы В. И. Смирнова (1962), А. Д. Щеглова (1968) и В. И. Казанского (1972), а также немногочисленные исследования, посвященные описанию металлогенических особенностей конкретных структур сочленения (Казанский, Терентьев, 1968; Бергер, Ицксон, 1972, и др.).

Настоящая статья представляет собою попытку классификации и сравнительной характеристики структур, развитых в зонах сочленения древних платформ и обрамляющих их областей. В основе статьи лежат результаты многолетних полевых наблюдений в пределах юго-восточных границ Сибирской платформы, а также литературные данные по другим регионам.

Древние платформы граничат с основными крупнейшими структурными элементами земной коры — разновозрастными и различными по тектонической природе подвижными поясами, молодыми платформами и современными устойчивыми океаническими структурами — талассократонами.

В пограничных зонах развиты четыре главных типа структур сочленения: краевые швы, краевые чешуйчато-надвиговые зоны, узловые сочленения и краевые обрушения. Первые три типа наблюдаются на границах древних платформ с подвижными поясами. Краевые обрушения отделяют платформы от талассократонов. Границы древних и молодых платформ на всем протяжении перекрыты осадочным чехлом. Однако структуры складчатого фундамента молодых платформ в течение протерозоя и палеозоя входили в состав подвижных поясов, обрамлявших древние платформы. Поэтому нет оснований предполагать, что на границах молодых и древних платформ под мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом могут быть погребены какие-либо структуры, отличающиеся от указанных выше типов.

Помимо четырех главных типов структур в пограничных зонах широко развиты краевые прогибы, встречаются также краевые вулканические пояса. Но эти структуры не являются самостоятельными. Они имеют наложенный характер, отвечают лишь верхнему структурному этажу зон сочленения и обязательно сочетаются с краевыми швами, краевыми чешуйчато-надвиговыми зонами или узловыми сочленениями. Поэтому в отличие от главных типов структур они могут быть классифицированы как дополнительные.

**Краевые швы** представляют собою активные долго живущие глубинные разломы, характеризующиеся высокой магматической проницаемостью. В зонах краевых швов распространены архейско-нижнепротерозойские кристаллические комплексы фундамента древних платформ, более молодые метаморфические образования, принимающие участие в строении смежных подвижных областей, и осадочные породы платформенного чехла. Очень широко развиты разнообразные магматические образования — основные и ультраосновные породы офиолитовой ассоциации, гранитоиды и щелочные интрузии, вулканы различного состава. Интенсивно проявлены процессы милонитизации и катаклаза, нередко диафтореза. Тектонотип краевого шва — Главный разлом Восточного Саяна — подробно описан в литературе (Берзин, 1967, и др.). Другим примером является Байкальский краевой шов.

**Краевые чешуйчато-надвиговые зоны** являются самым распространенным типом структур сочленения. Они протягиваются вдоль границ практически всех древних платформ на многие сотни и тысячи километров. Этот тип структур недавно был описан автором (Ставцев, 1976). Краевые чешуйчато-надвиговые зоны отличаются исключительно широкое развитие надвигов и тектонических покровов, образующих простые или сложные чешуи, вытянутые согласно общему простиранию зон. Выделяются три типа — верховянский, скандинавский и гималайский.

Зоны верховянского типа сложены исключительно осадочными породами, кристаллический фундамент глубоко опущен и обычно не деформирован. Магматические процессы или не проявлены совсем или проявлены крайне слабо. Тектонотип — Нельканская зона (Южное Верховье). К этому же типу структур можно отнести Внешний фронт Карпат и Канадских Скалистых гор, западную окраину провинции Долин и Хребтов в Южных Аппалачах, Внешний Загрос, Субандийские цепи Южной Америки и другие зоны. В зонах скандинавского типа наряду с осадочными широко развиты магматические формации, в том числе офиолитовые ассоциации, кристаллический фундамент платформы высоко поднят и нарушен. Тектонотип — Скандинавская зона. Другими примерами являются Шотландская, Северо-Аппалачская, Ньюфаунд-

лендская зоны, Западное Приуралье, возможно, Карибские Анды. В строении зон гималайского типа наряду с кристаллическими породами высоко поднятого и нарушенного фундамента принимают участие осадочные толщи, а также гранитоиды, связанные с эпохой тектономагматической активизации. Тектонотип — Гималайская зона. Вероятно, к этому типу можно отнести Становую зону.

**Узловые сочленения** расположены в узлах пересечения крупнейших разломов, определяющих ориентировку и пространственное положение подвижного пояса с планетарными линеаментами, рассекающими как платформу, так и смежную подвижную область. Узловые сочленения — единственный тип структур в обрамлении древних платформ, имеющих не линейную, а более или менее изометричную форму и неориентированное расположение внутренних структурных элементов (поднятий и прогибов, разломов, флексур, интрузивных тел). Здесь развиты метаморфические породы фундамента, осадочные толщи платформенного чехла, орогенные формации, выполняющие отдельные крупные впадины. Очень типичны магматические породы, в первую очередь малые щелочные и субщелочные интрузии, а также покровы эффузивов контрастного состава. По существу узловые сочленения представляют собою высокоподнятые краевые (или угловые) выступы платформ, переработанные мощными тектономагматическими активизациями. При этом с удалением от подвижного пояса интенсивность процессов активизации постепенно ослабевает и это обстоятельство, по всей видимости, обуславливает нередко наблюдающийся постепенный переход в пределах узловых сочленений между подвижной областью и платформой. Тектонотип — Колорадское узловое сочленение (Ставцев, 1976<sub>2</sub>). Из других узловых сочленений можно отметить Учуро-Майское, Ханкайско-Буреинское, Чаро-Олекминское, массив Сьерра-Пампа, возможно, Антиатлас.

**Краевые обрушения** скрыты в акваториях океанов. По всей видимости, они приурочены к подножиям континентальных склонов и представляют собою глубинные расколы, по которым древние континентальные платформы граничат с талассократонами. Здесь на границах с материками нет глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей, платформы непосредственно граничат с океанскими абиссальными равнинами. Вдоль подножия континентального склона вытянуты своеобразные глубокие прогибы, выполненные мощными толщами преимущественно терригенных осадков, эвапоритов, кремнистых пород, реже карбонатов. В. Е. Хаин, Б. А. Соколов и Я. Г. Кац (1973) вслед за М. Кзем называют их паралиагеосинклиналями. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что краевые обрушения наблюдаются исключительно у платформ гондванского ряда и, если не считать юго-восточной окраины Гренландии, не известны на границах лавразиятских платформ. Этот факт лишний раз свидетельствует в пользу гипотезы о существовании ранее в южном полушарии единой панплатформы Гондваны, которая в результате расколов земной коры и крупных горизонтальных перемещений распалась на пять огромных континентальных блоков — Южную Америку, Африку, Индию, Австралию и Антарктиду. Эти разрозненные континентальные блоки лишь по связующей их всех общей периферической кольцевой зоне обрамляются подвижными областями Тихоокеанского пояса и Тетиса. Исключение, возможно, составляет лишь Капская складчатая система на юге Африки. Внутри этого огромного периферического кольца платформы гондванского ряда повсеместно ограничены краевыми обрушениями и непосредственно примыкают к талассократонам. Разломы, разделяющие талассократоны от древних платформ, возникли, вероятно, в период мощной вспышки тектонической активности на рубеже палеозоя и мезозоя, вызвавшей образование огромных континентальных рифтов, сопровождавшихся раздвигами и обрушениями земной коры, и приведшей к расчленению Гондванской панплатформы



на отдельные блоки. В дальнейшем глубинные разломы, ограничивающие рифты, по всей видимости, представляли собою тектонически пассивные края раздвигающихся континентов.

Из всех границ гондванских платформ, скрытых в акваториях океанов, лишь северное ограничение Австралийской платформы, по-видимому, не является краевым обрушением. Омывающие с севера Австралию залив Карпентария, Арафурское и Тиморское моря располагаются в пределах шельфа и здесь происходит сочленение Австралийской платформы с южной ветвью Средиземноморского подвижного пояса.

**Краевые прогибы** представляют собою структуры, состоящие из вытянутых впадин и разделяющих их поперечных поднятий. Они выполнены терригенными молассами, магматические проявления обычно отсутствуют. Краевые прогибы сочетаются с краевыми чешуйчато-надвиговыми зонами, краевыми швами и узловыми сочленениями. В последнем случае они представлены системой изолированных, нередко изометричных впадин, которые Ю. М. Пушаровский (1959) относит к особой категории структур — системе краевых бассейнов. Примеры краевых прогибов многочисленны и подробно описаны в литературе (Пушаровский, 1959, и др.).

**Краевые вулканические пояса** представлены линейно-вытянутыми полями вулканогенных пород преимущественно среднего и кислого, реже основного состава, формирующихся в субаэральных условиях. Характерно спокойное, часто горизонтальное залегание покровов. Нередко вулканы ассоциируют с комагматичными им гипабиссальными интрузиями. Краевые вулканические пояса сочетаются с краевыми швами и иногда с узловыми сочленениями. Г. А. Кузнецов (1972), подробно описавший эти структуры, справедливо рассматривает их как частное выражение краевых швов. Типичным примером является Прибайкальский пояс.

Зоны сочленения древних платформ и смежных областей проходят длительную историю развития. Формирование их начинается сразу после становления платформенных блоков земной коры и заканчивается в период консолидации смежных областей. Формационные особенности этих зон в конечном итоге обусловлены степенью глубинности горизонтов земной коры, подвергшихся переработке и деформациям. Структурно-морфологические черты их определяются направлением и интенсивностью тектонических напряжений, возникающих на границах древних платформ. Наиболее глубинными структурами являются краевые швы и краевые обрушения, корни которых уходят в мантию.

Не вызывает сомнения, что континентальные блоки с корой материкового типа дорифейской консолидации ограничены глубинными разломами, отделяющими их от блоков с океанической корой геологического прошлого, которым в настоящее время отвечают эвгеосинклинальные складчатые системы. Эти разломы, по-видимому, представляют собою ископаемые зоны Бенюфа. В частных случаях, когда граница континентального блока совпадает с краем древней платформы, последняя оказывается ограниченной именно такой древней зоной Бенюфа — краевым швом, отделяющим платформу непосредственно от эвгеосинклинали. Однако границы древних платформ очень редко совпадают с границами континентальных блоков, поэтому краевые швы являются одними из самых редких структур ограничения древних платформ. Краевые обрушения, разграничивающие древние кратоны и современные океанические блоки земной коры (талассократоны), наряду с зонами Бенюфа являются одними из наиболее глубинных разломов земной коры.

Узловые сочленения также возникают, по всей видимости, в результате переработки глубинных горизонтов земной коры. Этот тип структурных ограничений древних платформ обусловлен пересечением крупнейших линеаментов, вероятно, достигающих мантии. Интересно отме-

тить, что в пределах Колорадского узлового сочленения имеются участки с аномально-большой мощностью земной коры, которая составляет в горах Уосатч и Уинта 72 км (Кропоткин, Шахварстова, 1965). А. Ирдли (1967) считает, что многочисленные поднятия Колорадского узла обусловлены базальтовыми «мегалакколитами», что также несомненно связано с деформациями глубоких горизонтов земной коры.

Краевые чешуйчато-надвиговые зоны характеризуются различной глубиной. В тех случаях, когда в деформации вовлекаются наиболее глубокие горизонты земной коры — ее «базальтовый» слой (а возможно, и верхние горизонты мантии), образуются зоны скандинавского типа. В этих случаях в покровообразование оказываются вовлеченными не только породы осадочного чехла и гранито-гнейсового фундамента платформы, но и офиолитовые ассоциации пород, отвечающие океанической коре геологического прошлого и с той или иной степенью условности сопоставимые с «базальтовым» слоем земной коры.

Меньшей глубиной отличаются зоны гималайского типа. Здесь деформации охватывают осадочный и «гранитный» слои и, по всей видимости, не затрагивают или почти не затрагивают «базальтовый» слой земной коры.

Наименее глубинны зоны верхожанского типа, в пределах которых надвиго- и покровообразование происходит лишь в осадочном слое, в то время как гранито-гнейсовый фундамент остается недеформированным.

Интересно отметить, что глубина заложения структур ограничения древних платформ в большинстве случаев хорошо коррелируется с тектонической природой смежных подвижных областей. Так, уже говорилось, что краевые швы возникают на границе материков и древних океанов, т. е. непосредственно на границе древних платформ и эвгеосинклиналей. На границе древних платформ и современных океанов (талассократонов) образуются краевые обрушения.

Древние платформы несомненно являются главными, но далеко не единственными структурными элементами континентальных блоков. Наряду с ними на материковом основании развиваются миогеосинклинали, эпиплатформенные орогенные и вулканические пояса. В большинстве случаев границы континентальных блоков проходят внутри подвижных поясов и разделяют мио- и эвгеосинклинальные зоны. А. В. Пейве (1973) на примере Урала и Аппалачей показал, что граница эв- и миогеосинклиналей является важнейшим структурным рубежом, разделяющим материковые и океанические блоки земной коры. К аналогичному выводу пришел Л. П. Зоненшайн (1972) и другие исследователи. Наиболее часто древние платформы обрамляются миогеосинклиналями и в этих случаях в зонах сочленения возникают краевые чешуйчато-надвиговые зоны верхожанского типа, которые являются, таким образом, наиболее распространенными структурами в ограничениях древних платформ.

Реже на границе с миогеосинклиналями образуются зоны скандинавского типа. Обычно это происходит в тех случаях, когда миогеосинклинали редуцированы и эвгеосинклинальные комплексы формируются близко от края платформы (Северные Аппалачи, Скандинавия) или когда в пределах подвижного пояса возникает ярко выраженное покровное и покровно-складчатое сооружение, в процессе становления которого эвгеосинклинальные комплексы перемещаются далеко в сторону платформы (Западное Приуралье).

Зоны гималайского типа, по всей видимости, образуются на границе платформ с мощными орогенными системами, которые могут возникать или на месте геосинклинальных прогибов (Гималаи) или на платформенном основании (Становая система).

Узловые сочленения возникают, как уже отмечалось выше, в узлах пересечения крупнейших зон разломов. Они образуются на границе с подвижными областями различной тектонической природы, но лишь там, где в пределах подвижной области широко проявлен гранитоидный магматизм (гранитные батолиты или гигантские гранитные пластины, как это имеет место на границе с Колорадским и Учуро-Майским структурными узлами).

Большое значение имеет также гипсометрическое положение кристаллического фундамента платформ.

По существу в процессе развития древних платформ их окраины испытывают более или менее постоянное прогибание или преимущественное воздымание. В первом случае на окраинах платформ в условиях низкого гипсометрического положения поверхности кристаллического фундамента накапливается мощная толща осадочных пород, образуются перикратонные опускания или краевые синеклизы, нередко постепенно переходящие в миогеосинклинальные прогибы. Глубинные разломы здесь не типичны, магматические процессы не развиваются или развиваются крайне слабо.

Во втором случае, наоборот, кристаллический фундамент высоко поднят и обнажен на поверхности, осадочный чехол или формируется с большими перерывами и периодами размыва или вообще не образуется. На окраинах платформ возникают щиты, или краевые поднятия, которые обычно отделены от подвижных областей глубинными разломами, интенсивно развиваются магматические процессы.

В первом случае развитие краевых частей платформ завершается образованием краевых чешуйчато-надвиговых зон, как правило, верховьянского типа. Во втором — характерны краевые швы и узловые сочленения.

Краевые чешуйчато-надвиговые зоны скандинавского и гималайского типа, по всей видимости, возникают при различном гипсометрическом положении фундамента. Так, Скандинавская зона образовалась на границе с относительно опущенным краем платформы. Это подтверждается наличием миогеосинклинальных терригенных толщ во внешних покровах зоны, вытянутой узкой полосой вдоль цепи Шведских гор. В Гималайской зоне широко развиты мощные толщи метаморфизованных рифейских терригенно-карбонатных пород, а также палеозойских и мезозойских осадков, свидетельствующие о значительных опусканиях краевой части платформы. Вместе с тем южная окраина Алданского щита на границе со Становой зоной характеризуется тенденцией к воздыманию на протяжении всего платформенного этапа развития, лишь в юре здесь формируются впадины, заполняющиеся угленосной молассой.

Морфология наиболее распространенных структур ограничения — краевых чешуйчато-надвиговых зон — однозначно свидетельствует о том, что формирование их происходит в условиях интенсивного горизонтального сжатия. Напряжения направлены из подвижной области в сторону платформы, они приводят к перемещениям огромных масс горных пород и нагромождению их на край платформы. Это обстоятельство в конечном итоге является главной причиной образования краевых чешуйчато-надвиговых зон и определяет основные их структурные особенности. При этом формирование краевых чешуйчато-надвиговых зон во многих случаях протекает длительно. Например, на западном склоне Урала образование надвигов и шарьяжей началось в докембрии и завершилось в триасе (Камалетдинов, 1974).

Обстановка сжатия, по всей вероятности, характерна и для краевых швов. Здесь, возможно, происходит поддвигание подвижной зоны под край платформы, что, по всей видимости, приводит к воздыманию краевой части платформы и образованию краевых выступов типа Шарьяжальского в зоне Главного разлома Восточного Саяна. Кроме того, по

краевым швам нередко фиксируются сдвиги со значительными амплитудами, а иногда наблюдаются случаи непосредственного перехода краевых швов по простиранию в краевые чешуйчато-надвиговые зоны (Байкальский краевой шов), что также свидетельствует о возможных интенсивных горизонтальных напряжениях в зонах краевых швов.

Узловые сочленения, вероятно, формируются в условиях сложной кинематической обстановки, для которой характерно сочетание горизон-

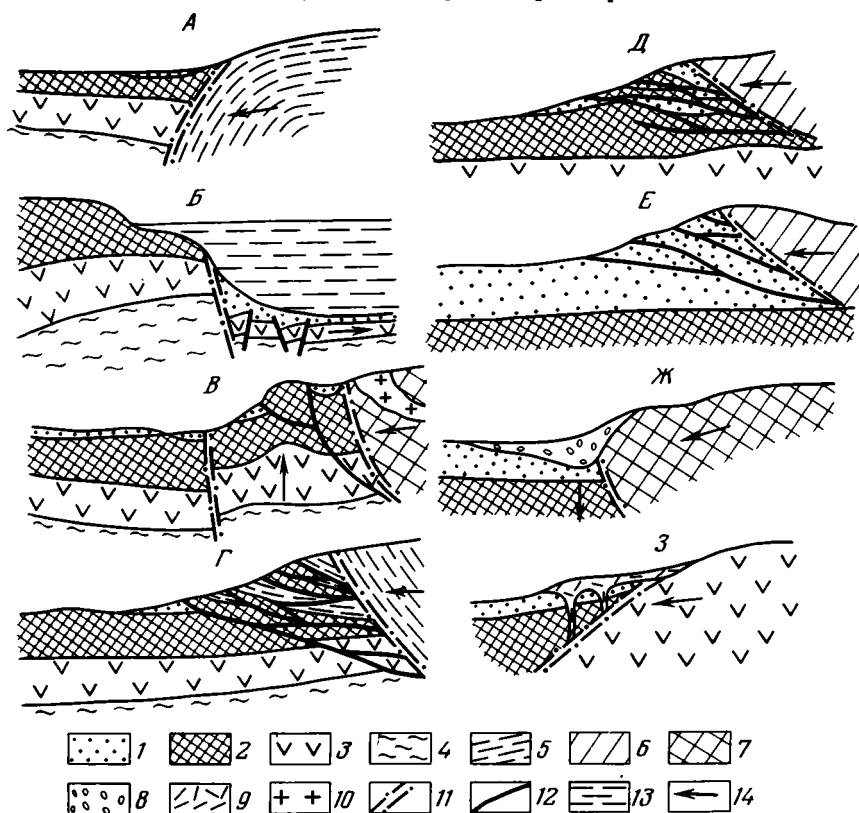


Рис. 1. Принципиальные схемы структур сочленения древних платформ и смежных областей

1 — осадочный слой; 2 — гранито-гнейсовый слой; 3 — «базальтовый» слой; 4 — мантия; 5 — эвгеосинклинали; 6 — миеосинклинали; 7 — подвижные области, неразделенные по типам; 8 — краевые прогибы; 9 — краевые вулканические пояса; 10 — гранитные батолиты; 11 — зоны глубинных разломов; 12 — крупные разломы; 13 — океан; 14 — направление тектонических напряжений

тальных и вертикальных тектонических напряжений при отсутствии резкого преобладания тех или других.

Краевые обрушения возникают и развиваются в обстановке интенсивных горизонтальных растяжений.

В тех случаях, когда на фоне горизонтальных напряжений в пределах подвижной области на заключительных стадиях ее развития происходит рост горных сооружений (возможно, за счет большого сопротивления жестких платформенных глыб горизонтальному давлению со стороны подвижной области), краевые части платформ испытывают погружение пред фронтом растущего горно-складчатого или горно-блокового сооружения. Это приводит к образованию краевого прогиба. Последний нередко перекрывает внешнюю часть краевой чешуйчато-надвиговой зоны. Вместе с тем прогибание земной коры в краевой части платформы

обычно заканчивается еще до того, как происходит полная разрядка поля горизонтальных напряжений. Вследствие этого внутренние части краевых чешуйчато-надвиговых зон, как правило, надвинуты на краевые прогибы. Лишь в отдельных случаях рост горных сооружений продолжается после прекращения горизонтальных перемещений в земной коре. В этих редких случаях краевые прогибы полностью перекрывают чешуйчато-надвиговые зоны, как это наблюдается в северной части Южных Аппалачей (Хаин, 1971).

Суммируя основные факторы, определяющие возникновение на границах древних платформ тех или иных типов структур сочленения, можно сделать следующие выводы.

Краевые швы (рис. 1, а), являющиеся наиболее глубинными структурами, возникают на границе платформ и океанических блоков (эвгеосинклиналей) при высоком положении кристаллического фундамента платформы в условиях поддвига океанического блока под платформу (субдукция) или сдвига вдоль ее края (трансформный разлом).

Краевые обрушения (рис. 1, б) — также глубинные структуры, располагающиеся на границе платформ и океанов (но не эвгеосинклиналей, а талассократонов). Они зарождаются внутри древних платформ при высоком положении кристаллического фундамента в обстановке интенсивных растягивающих напряжений (континентальный рифт), а в дальнейшем являются пассивными границами новообразованных океанов (окраины рифтогенного типа).

Узловые сочленения (рис. 1, в) — глубинные структуры, формирующиеся на границе платформ с различными по тектонической природе подвижными областями на тех участках, где платформа и подвижный пояс пересекаются крупнейшими зонами разломов, а в пределах подвижной области широко проявлен гранитоидный магматизм. Кристаллический фундамент высоко поднят, кинематическая обстановка разнообразна. Важнейшее значение в формировании узловых сочленений имеют тектоно-магматические активизации.

Краевые чешуйчато-надвиговые зоны возникают на границах платформ с подвижными поясами в условиях интенсивного горизонтального сжатия и надвигания последних на краевые части платформ (обдукция). При этом если в деформации вовлекаются глубинные горизонты земной коры вплоть до «базальтового» слоя, то формируются зоны скандинавского типа (рис. 1, г). Если деформации охватывают осадочный и гранито-гнейсовый слой, образуются зоны гималайского типа (рис. 1, д). В тех случаях, когда деформируется лишь осадочный слой, возникают зоны верховьянского типа (рис. 1, е).

Краевые прогибы (рис. 1, ж) образуются на границе с различными подвижными областями, при различном гипсометрическом положении фундамента в обстановке, когда наряду с надвиганием подвижной области на платформу возникает горное сооружение, а в краевой части платформы происходит прогибание земной коры.

Краевые вулканические пояса (рис. 1, з) возникают в зонах краевых швов, изредка в пределах узловых сочленений, в случаях, когда блоки с океанической корой полого погружаются под воздымающийся край платформы (Пейве и др., 1976).

Сопоставление пограничных структур, развитых в обрамлении древних платформ лавразийского и гондванского ряда (рис. 2), позволяет отметить одно интересное обстоятельство. В северном полушарии границы древних платформ на значительном протяжении перекрыты чехлами молодых плит (западные границы Восточно-Европейской и Сибирской платформ, юго-восточные границы Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ). В южном полушарии мезозойско-кайнозойский осадочный чехол перекрывает лишь незначительную по протяженности восточную границу Австралийской платформы. Другими словами,

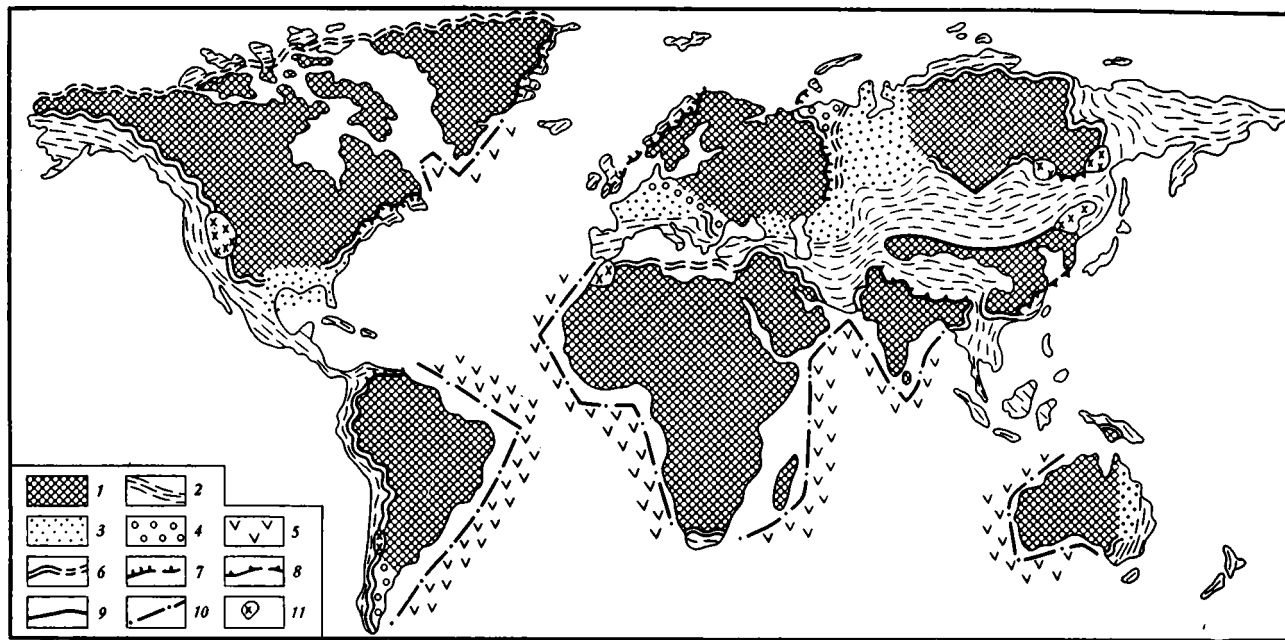


Рис. 2. Схема распространения основных типов структур сочленения древних платформ и смежных областей  
 1 — древние (эпикарельские) платформы; 2 — подвижные пояса; 3, 4 — молодые платформы: 3 — эпигерцинские плиты; 4 — эпибайкальские плиты; 5 — талассократоны; 6—8 — краевые чешуйчато-надвиговые зоны: 6 — верхоянского типа, 7 — скандинавского типа, 8 — гималайского типа; 9 — краевые швы; 10 — краевые обрушения; 11 — узловое сочленения

древние платформы лавразийского ряда часто граничат с молодыми платформами, широко развитыми в северном полушарии. Для южного полушария молодые платформы не характерны.

М. В. Муратов, выступая на сессии Тектонического комитета в 1976 г., обратил внимание на то, что на фоне многочисленных эпох и фаз складкообразования и орогенеза в истории развития Земли имели место лишь три планетарных эпохи платформообразования — эпикарельская, эпибайкальская и эпигерцинская, которые сопровождались формированием на огромных площадях спокойно залегающего осадочного чехла. В связи с этим интересно отметить, что эти планетарные эпохи платформообразования поочередно охватывали то северное, то южное полушария. Так, эпикарельская эпоха привела к образованию платформ северного ряда — Восточно-Европейской, Северо-Американской, Сибирской и, возможно, Китайской. На юге в эту эпоху произошло становление лишь сравнительно небольшой Австралийской платформы\*. На других участках эпикарельская стабилизация сменилась активизацией и частичной регенерацией геосинклинального режима. В результате этого здесь сохранились лишь небольшие стабильные блоки и местами даже сформировался осадочный чехол (серии Доминион-Риф, Витватерсранд, Трансвааль в Южной Африке). Но за исключением Австралии, стабилизации крупных блоков, соизмеримых с платформами северного ряда, в южном полушарии в эпикарельскую эпоху не произошло. Наоборот, здесь в это время заложились крупнейшие подвижные пояса, такие, как Мозамбикский и Катангский.

Эпибайкальская эпоха платформообразования в свою очередь охватила главным образом южное полушарие, где произошла стабилизация гигантской платформенной глыбы Гондваны. В то же время на севере размеры ранее возникших платформ лишь местами незначительно увеличились. На байкальском основании сформировались Тимано-Печорская, Среднеевропейская и Мизийская плиты. Вместе с тем в эту эпоху в северном полушарии имела место интенсивная активизация тектонических движений, связанная с формированием Урало-Монгольского подвижного пояса, Тетиса, а возможно, и Тихоокеанского пояса.

Эпигерцинская эпоха платформообразования, характеризовавшаяся угасанием тектонической активности на обширных площадях северного полушария, почти не проявилась в южном полушарии, где, наоборот, на этом рубеже, по-видимому, произошла грандиозная вспышка тектонической активности, приведшая к распаду Гондваны и образованию новых океанов.

Зоны сочленения древних платформ со смежными областями вмещают огромные запасы разнообразных полезных ископаемых.

Краевые швы, представляющие собою глубинные зоны проницаемости, насыщенные разнообразными магматическими образованиями, характеризуются высокими перспективами в отношении полезных ископаемых. Здесь одновременно развито оруденение, типичное для древних платформ (метаморфогенные месторождения кристаллических комплексов фундамента, экзогенные и телетермальные месторождения осадочного чехла), и оруденение, присущее эвгеосинклинальным зонам (магматические и колчеданные месторождения). Значительную роль играют гидротермальные и контактово-метасоматические месторождения, связанные с эпохами тектоно-магматических активизаций.

Краевые обрушения, имеющие рифтогенную природу, по всей видимости, характеризуются металлогеническими особенностями, присущими материковым рифтам. Здесь развито редкометальное оруденение, связанное с карбонатами ультраосновных и щелочных интрузий. Такие

---

\* Именно здесь и только здесь в пределах южного полушария позднее возникла молодая эпигерцинская платформа.

месторождения тантала, ниобия, редких земель и апатита известны в прибрежных районах Нигерии, Анголы, Юго-Западной Африки, Бразилии. Не исключена возможность обнаружения в зонах краевых обрушений стратиформных месторождений цветных металлов, связанных с формированием рудоносных рассолов, аналогичных современным рассолам Красного моря, насыщенным цветными и редкими металлами. В паралиагесинклинальных прогибах, приуроченных к краевым обрушениям, имеются месторождения нефти, такие, как Иним, Милтон, Аньяла в Нигерии, Гароула в Бразилии, месторождения у берегов Камеруна, Габона, Анголы, Заира и др.

Чрезвычайно интересны в металлогеническом отношении узловые сочленения. Пример Колорадского структурного узла (Ставцев, 1976<sub>2</sub>) показывает, что здесь сосредоточены огромные запасы разнообразных видов минерального сырья. Решающую роль играют гидротермальные и контактово-метасоматические месторождения различных металлов, сформировавшиеся в процессе тектоно-магматической активизации. Наряду с ними большое значение имеют месторождения, связанные с формированием кристаллического фундамента и осадочного чехла платформ. Здесь же имеются и крупные месторождения нефти и газа.

Металлогеническая специфика краевых чешуйчато-надвиговых зон подробно рассмотрена автором (Ставцев, 1976<sub>1</sub>). Отметим лишь, что в зонах скандинавского типа пространственно совмещены метаморфогенные месторождения древних щитов и месторождения, характерные для эвгеосинклинальных зон, в первую очередь колчеданные.

В зонах гималайского типа совмещаются месторождения, характерные для фундамента и осадочного чехла платформ (метаморфогенные, метасоматические и осадочные месторождения черных и цветных металлов), и оруденение, типичное для областей интенсивного орогенеза, сопровождающегося тектоно-магматической активизацией (гидротермальные и контактово-метасоматические месторождения цветных, редких и благородных металлов).

В зонах верхоянского типа сосредоточены преимущественно экзогенные и телетермальные месторождения черных и цветных металлов, типичные для осадочных чехлов древних платформ. Вместе с тем интенсивное разрыво- и складкообразование на заключительных этапах развития этих зон приводит в ряде случаев к мобилизации и перераспределению первично-рассеянного рудного вещества и образованию богатых вторичных руд. Это существенно повышает перспективы краевых чешуйчато-надвиговых зон по отношению к смежным участкам платформ. В зонах верхоянского типа возможны месторождения нефти и газа.

Краевые прогибы обычно не содержат металлических полезных ископаемых, но вмещают богатые месторождения нефти, газа, соли и каменных углей.

Интересными металлогеническими структурами являются краевые вулканические пояса. Ведущую роль в их пределах играют эпитермальные золото-серебряные месторождения.

## ВЫВОДЫ

Изучение зон сочленения древних платформ со смежными областями позволяет сделать следующие выводы.

1. Древние платформы граничат с основными крупнейшими структурными элементами земной коры — разнообразными подвижными поясами, молодыми платформами и талассократонами.

2. В пограничных зонах развиваются четыре основных типа структур сочленения: краевые швы, краевые обрушения, узловые сочленения и краевые чешуйчато-надвиговые зоны. Кроме того, встречаются краевые прогибы и краевые вулканические пояса. Но в отличие от основных ти-



пов структур они не являются обязательными для пограничных зон, имеют наложенный характер и всегда сочетаются с основными типами структур.

3. Краевые чешуйчато-надвиговые зоны и узловые сочленения развиваются на коре материкового типа с мощным гранито-гнейсовым слоем. Краевые швы располагаются на границе блоков с материковой и океанической корой геологического прошлого, краевые обрушения — на границе платформ и современных океанов.

4. Формирование того или иного типа структур ограничения древних платформ определяется степенью глубинности горизонтов земной коры, вовлеченных в деформации и кинематической обстановкой на границах платформ и смежных областей. Большую роль также играет гипсометрическое положение кристаллического фундамента в краевых частях платформ.

Наиболее глубинными структурами являются краевые швы, краевые обрушения, узловые сочленения и краевые чешуйчато-надвиговые зоны скандинавского типа, корни их, по всей вероятности, уходят в мантию. Менее глубинны краевые чешуйчато-надвиговые зоны гималайского типа, формирующиеся в гранито-гнейсовом слое земной коры. Самыми поверхностными структурами являются краевые чешуйчато-надвиговые зоны верхоянского типа, образующиеся в осадочном слое.

5. На заключительных стадиях развития подвижных поясов в период их консолидации краевые части платформ испытывают интенсивное горизонтальное давление. Эта закономерность отмечается для всех границ платформ, независимо от тектонической природы и возраста смежной подвижной области. Обстановка сжатия и горизонтального перемещения масс горных пород из подвижной области в сторону платформы является важнейшим фактором, определяющим основные структурные особенности зон сочленения платформ и подвижных поясов. В отличие от них на границах платформ и талассократонов, наоборот, господствует обстановка растяжения.

6. Границы древних платформ с молодыми эпигерцинскими плитами на всем протяжении перекрыты осадочным чехлом. Это свидетельствует о спокойном, платформенном тектоническом режиме на границах древних и молодых платформ, которые в послегерцинское время ведут себя как единые жесткие блоки.

7. Металлогенические особенности пограничных структур определяются пространственным совмещением месторождений, типичных для платформ и смежных подвижных областей или влиянием (тектоническим или тектоно-магматическим) подвижной области на краевую часть платформы.

8. Три главные эпохи платформообразования в истории Земли (эпикарельская, эпибайкальская и эпигерцинская), проявившиеся на фоне многочисленных эпох и циклов складкообразования и орогенеза, поочередно охватывали то северное, то южное полушария. При этом, по всей видимости, эпоха платформообразования в одном крупном регионе (полушарии) являлась реакцией на усиление тектонической активности в другом.

9. Выявленные металлогенические закономерности позволяют прогнозировать те или иные виды минерального сырья в различных конкретных зонах сочленения древних платформ и подвижных областей.

Так, не исключена возможность обнаружения медистых песчаников в Нельканской краевой чешуйчато-надвиговой зоне (Южное Верхоянье), можно рекомендовать поиски бокситов осадочного генезиса и стратиформных свинцово-цинковых руд (первичных и переотложенных) в Приленской полосе Верхоянской складчатой области, в Предтаймырской, Предтиманской, Предкарпатской и других зонах верхоянского типа. Не

исключена возможность обнаружения нефти в Нельканской зоне и угленосных впадинах Южной Якутии.

Несомненно, особый интерес вызывают узловые сочленения. Они являются важнейшими металлогеническими узлами не только зон сочленения, но и земной коры в целом. Это наглядно подтверждается примером Колорадского структурного узла, где сосредоточены огромные запасы разнообразного минерального сырья и выявлены уникальные по масштабам месторождения золота, молибдена, меди, свинца, цинка, урана, нефти и других полезных ископаемых. В связи с этим можно рекомендовать усилить геологические исследования в пределах других узловых сочленений — в Учуро-Майском и Олекмо-Чарском районах, в пределах Ханкайско-Буреинского массива.

Не вызывает сомнений, что детальные исследования зон сочленения древних платформ и обрамляющих их областей приведут к новым интересным открытиям.

#### Литература

- Бергер В. И., Ицксон М. И.* Основные черты металлогении северо-восточной части Тихоокеанского пояса (Северо-Западные Кордильеры и Аляска).— Сов. геология, 1972, № 1.
- Берзин Н. А.* Зона главного разлома Восточного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1967.
- Зоненшайн Л. П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972.
- Ирдли А.* Связь между поднятиями и надвигами Скалистых гор.— В кн.: Кордильеры Америки. М., «Мир», 1967.
- Казанский В. И.* Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., «Недра», 1972.
- Казанский В. И., Терентьев В. М.* Пограничные зоны активизированных платформ и их металлогения.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 1.
- Камалетдинов М. А.* Покровные структуры Урала. М., «Наука», 1974.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.
- Кузнецов Г. А.* Пограничные структуры платформ и подвижных поясов (на примере Сибирской платформы).— В кн.: Материалы по региональной геологии Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. М., «Недра», 1972.
- Пейве А. В.* Тектоника и развитие Урала и Аппалачей. Сравнение.— Геотектоника, 1973, № 3.
- Пейве А. В., Янишин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пушаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А.* Становление континентальной земной коры Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5.
- Пушаровский Ю. М.* Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 28. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Смирнов В. И.* Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Ставцев А. Л.* О тектонике и металлогении краевых чешуйчато-надвиговых зон в обрамлении древних платформ.— Геология рудн. месторожд., 1976, № 1.
- Ставцев А. Л.* Узловые сочленения — важные элементы структурных ограничений древних платформ.— Сов. геология, 1976, № 5.
- Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971.
- Хаин В. Е., Соколов Б. А., Кац. Я. Г.* Особенности сочленения континентальных платформ с океаническими и концепция «тектоники плит».— Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 10.
- Шатский Н. С.* О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5.
- Щеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации. М., «Недра», 1968.

Объединение «Аэрогеология»  
Москва

Статья поступила  
10 ноября 1976 г.

УДК 551.242.51 (470.1)

**О. П. АПОЛЬСКИЙ****О ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ  
БАЛТИЙСКОГО ЩИТА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ**

Восточная часть Балтийского щита в раннем протерозое развивалась как крупная рифтовая зона, образовавшаяся при раздвигании жестких блоков. В осевой части этой зоны накапливались слабо дифференцированные осадки, послужившие субстратом для гнейсов беломорского комплекса. В краевых частях происходило отложение кварцевых и олигомитовых песчаников и излияние лав основного состава карельского комплекса Карелии и Кольского полуострова. В статье дается обзор и предлагается объяснение некоторых спорных вопросов геологического строения и истории развития региона.

Для тектонического районирования восточной части Балтийского щита наиболее сложной является проблема Беломорского блока. В большинстве существующих тектонических схем Беломорский блок рассматривается как жесткий (срединный) массив, сложенный архейскими образованиями, в Карельской геосинклинальной системе (Полканов, 1939; Кратц, 1963) или как «глубинная зона карелид», т. е. реоморфизованный фундамент карельских отложений, впоследствии уничтоженных эрозией (Харитонов, 1966; Салоп, 1971). Однако более древний возраст пород беломорского комплекса по сравнению с комплексом карелид не может считаться доказанным, а основывается на косвенных фактах, главным из которых является более сильный метаморфизм их по сравнению с метаморфизмом пород карельского комплекса. Сомнения в достоверности этого положения появились в связи с развитием изотопных методов (Виноградов и др., 1959). Статистический анализ данных по определению возраста гранитоидов в беломоридах показывает, что формирование их происходило в интервале 1950—1860 млн. лет (Масленников, 1971), а это не выходит за рамки среднего протерозоя в принимаемых сейчас схемах геохронологии и хорошо коррелируется с возрастом верхней части карелид — ятулием.

Геохронологические данные, а также некоторые данные структурно-формационного анализа способствуют тенденции «омоложения» беломорид и частичной корреляции их с карелидами (Горлов, 1971; Богданов, 1974; Богданов, Воинов, 1971, и др.). Более широко распространена точка зрения, сформулированная Л. Я. Харитоновым (1960), согласно которой более древние беломорские образования подверглись существенной переработке и радиологическому омоложению во время карельского орогенеза. Однако принять эту точку зрения трудно, так как предполагается, что наиболее ранний региональный метаморфизм протекал в условиях гранулитовой фации (Горлов, 1967), а более поздние этапы метаморфизма — в условиях амфиболитовой фации (Богданов, 1974). Такая схема развития метаморфизма предполагает региональное развитие процессов диафтореза, что само по себе представляется достаточно спорным.

Очевидно, что наиболее убедительным доказательством древнего (архейского) возраста беломорид было бы наблюдение непосредствен-

ного стратиграфического налегания нижних частей карелид на самые верхние горизонты беломорского разреза. Таких наблюдений, однако, нет. Далее, нигде нет бесспорных наблюдений налегания нижних горизонтов карелид вообще на беломорский комплекс. В большинстве случаев контакты либо тектонические, либо наблюдается постепенное увеличение степени метаморфизма карелид и превращение их в гнейсы типа беломорских, в этих случаях граница между комплексами проводится условно, или же карелиды ложатся на комплекс гнейсов, лишенных первичных текстур, который и для беломорских образований выделяется некоторыми авторами как комплекс основания (Горлов, 1967). Более того, не существует достоверных и бесспорных налеганий даже поздних карелид на беломорские образования, хотя детальные литолого-палеогеографические исследования последних лет (Негруца Т., 1968, 1972) свидетельствуют о том, что в момент формирования верхних карелид в пределах Беломорского мегаблока была зона глубоководного осадконакопления. Предположение о посткарельской инверсии Беломорского мегаблока, сопровождающейся полной денудацией пород карельского возраста с его поверхности, наталкивается на трудности объяснения таких фактов, как отсутствие соответствующей молассы и уменьшение мощности земной коры по направлению к зоне предполагаемой инверсии. Кроме того, учитывая сложную тектонику Беломорского мегаблока, можно было бы ожидать сохранения карельских пород хотя бы в ядрах синклиналей и опущенных блоках.

Неоднозначно трактуется и тектоническое строение Карельского и Кольского мегаблоков. Существуют две основные точки зрения. Первая, в основе которой лежат представления К. О. Кратца, рассматривает область Карельского мегаблока как единую геосинклинальную систему протерозойского времени, ограниченную Свекофинским и Беломорским блоками архея. В современном структурном плане вся эта область рассматривается как ряд антиклинориев, сложенных архейским основанием, и синклинориев, выполненных остатками геосинклинального протерозойского комплекса. Такая схема развития предполагает, очевидно, относительную тектоническую гомогенность блока с наличием внутри него границ более низкого порядка по сравнению с его ограничением. Вторая точка зрения (Вяйрюнен, 1959; Харитонов, 1960, 1966; Негруца, 1967, и др.) исходит из того, что карельские геосинклинальные (субгеосинклинальные) формации распространены только в восточной части Карельского и в южной части Мурманского блоков — Восточно-Карельская и Кольская зоны карелид. Рассматриваемая схема предполагает неоднородность строения Карельского и Кольского блоков. В частности, для Карелии литолого-палеогеографические реконструкции показывают, что область сноса в позднекарельское время находилась к западу от Восточно-Карельской зоны (Негруца Т., 1968, 1972; Негруца В. и др., 1973), что подтверждает построения Л. Я. Харитонova. Но в тектоническом плане более существенным аргументом в пользу этой точки зрения являются геофизические данные.

Основной границей при тектоническом районировании восточной части Балтийского щита считается граница между Беломорским и Карельским блоками. Между тем в геофизических полях эта граница прослеживается относительно слабо и неопределенно, магнитное и гравитационное поля при переходе с Восточно-Карельского блока к Беломорскому изменяются постепенно, не образуя резких градиентов и не меняя существенно своего плана. В то же время отчетливое линейное расположение изолиний с относительно большими градиентами и изменением структурного плана при переходе через границу наблюдается по линии Сегозерско-Чиркокемских линейных структур (Жданов, Спрыгина, 1968). Формационное различие разрезов протерозоя по разные стороны от этой линии (Богданов, Воинов, 1971) позволяет гово-

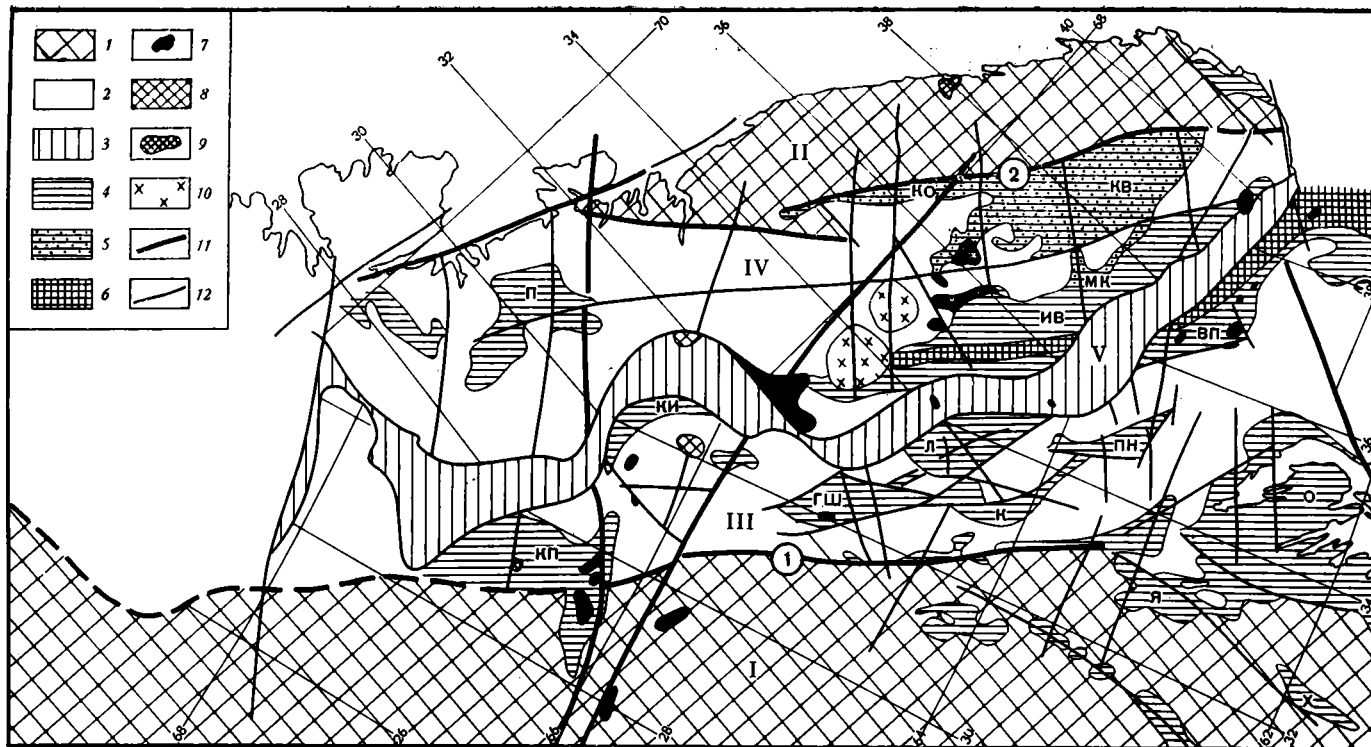
ритель о том, что по этой линии проходит глубинный разлом, развивавшийся в течение всего раннепротерозойского и среднепротерозойского времени вплоть до позднепротерозойского времени, когда среднепротерозойские толщи были смяты в систему узких синклиналей шовного типа.

Аналогичная картина наблюдается на Кольском полуострове, где зона развития карелид отделена от Мурманского блока (срединного массива) системой узких грабен-синклиналей Колмозеро-Воронья, приуроченных к зоне глубинного разлома и выполненных толщей пород раннекарельского возраста.

В структурном плане Беломорский блок, имеющий сложную, коленчатую форму, не может считаться типичным срединным массивом, поскольку для срединных массивов более обычна изометричная или слабоудлиненная форма с отчетливым облеканием их более молодыми складчатыми образованиями геосинклинальных систем, а имеет скорее характер более поздней структуры, наложенной на более древние консолидированные образования. Детальное сравнение северо-восточной и северо-западной границ Беломорского блока свидетельствует об их тождественной форме. Это обстоятельство с учетом изложенных выше соображений позволяет предположить, что формирование вулканогенно-осадочных комплексов беломорид происходило в условиях раздвигания жестких блоков — Карельского и Кольского.

Палеотектоническая структура, получившаяся при реконструкции на основе этого предположения (рисунок), обладает, как легко видеть, многими чертами, сближающими ее с современными рифтовыми системами. Полученная структура ограничена двумя параллельными глубинными разломами. Ширина ее около 250 км, т. е. того же порядка, что и для современных рифтов (например, ширина грабена Красного моря 300—350 км, а Байкальского — до 150 км). Для внутреннего строения этой структуры характерно широкое развитие блоковой тектоники с отчетливым доминированием системы разветвляющихся и кулисообразно сочленяющихся ступенчатых сбросов древнего заложения, субпараллельных границам структуры. Эти разломы определяли палеотектоническую и палеогеографическую обстановку формирования комплекса карелид (Богданов, Воинов, 1971; Негуца В., 1971; Шустова и др., 1973). Столь же широко развитая система перпендикулярных им глубинных и коровых разломов может интерпретироваться как система трансформных разломов в той или иной стадии развития. Наиболее развитая система поперечных разломов складывается из таких перпендикулярных оси рифта фрагментов, как Кукасозерско-Панаярвинский и Юовв-Урагубский разломы, и расположенных под углом около 45° к оси рифта Топозерско-Энгозерского и Хибино-Ловозерского разломов. Эти разломы интересны тем, что к ним приурочен пояс стратифицированных основных интрузий, а также пояс ультраосновных и щелочных интрузий, что подтверждает правомерность отнесения их к типу трансформных разломов (Фролов, 1973).

Пространственная сближенность стратифицированных интрузий мончегорского (Кольский полуостров) и олангского (Карелия) комплексов на реконструкции хорошо согласуется со сходством их петрологических характеристик (Богачев и др., 1972) и позволяет логично объяснять получаемые радиогеохимическими методами древние (2900—3000 млн. лет) значения возраста интрузий Главного хребта (Геохронологические рубежи..., 1972), первые фазы внедрения которых связаны, таким образом, с заложением Беломорского рифта. Кроме того, приуроченность стратифицированных габбро-норитовых интрузий и интрузий ультраосновного и щелочного состава к данной зоне трансформных разломов позволяет связать их, в развитие существующих представлений (Кухаренко, 1972), в единый генетический ряд по схеме — монче-



Палеотектоническая схема восточной части Балтийского щита для конца архея — начала раннего протерозоя

1 — жесткие алейские блоки; 2 — архейский фундамент в пределах развития карелид; 3 — зона заложения беломорского прогиба; 4 — карельские прогибы, выполненные осадочно-вулканогенными преимущественно осадочными комплексами; 5 — карельские прогибы, выполненные преимущественно осадочными комплексами; 6 — пикритовые эффузивы и ультраосновные комплексы; 7 — карельские прогибы, выполненные преимущественно осадочными комплексами; 8 — щелочные базальтоиды; 9 — каледонские щелочные — ультраосновные комплексы; 10 — герцинские щелочные интрузии; 11 — главные рифтообразующие и трансформные разломы; 12 — разломы более низких порядков. Обозначения на схеме: I — Карельский массив; II — Мурманский массив; III — Восточно-Карельская зона; IV — Кольская зона карелид; V — зона заложения Беломорского прогиба. Прогибы, выполненные породами карельского возраста: П — Печенгский; ИВ — Имандра-Варзугский; КВ — Кейвский; МК — Малые Кейвы; КО — Колмозеро-Воронье; КП — Куола-Панаярвинский; КИ — Кукасоозерско-Ириногорский; ГШ — Гайкольско-Шомбозерский; Л — Лехтинский; К — Компаковский; ПН — Парандовско-Надвоицкий; Я — Янгозерский; О — Онежский; ВП — Ветреного Пояса

горский и олангский комплексы → массивы Елетьозерский, Гремяха-Вырмес → комплекс ультраосновных каледонских интрузий (Вуориярви, Саланлатвинский и др.) → герцинские щелочные интрузии (Хибинский, Ловозерский).

В строении реконструированного рифта обращает на себя внимание то, что разрозненные в настоящее время карельские вулканогенные прогибы на данной палеотектонической схеме образуют единую компактную систему в виде сплошной полосы шириной около 100 и длиной 750—800 км. Происходит совпадение не только внешних контуров отдельных прогибов, но в некоторых случаях отмечается совпадение и в их внутреннем строении. В частности, пикритовые диабазы Имандра-Варзуги (полисарская свита) и Ветреного Пояса располагаются на одной линии, геометрически совпадающей с осью рифта. Это не только подтверждает достоверность полученной реконструкции, но позволяет также высказать предположение о более низком стратиграфическом положении пикритов полисарской свиты и комплекса Ветреного Пояса, чем это обычно принимается, о чем свидетельствуют, в частности, данные радиологических исследований, в результате которых для комплекса Ветреного Пояса получены значения 2300—2400 млн. лет (Герлинг и др., 1965). Таким образом, неправомерна, по-видимому, корреляция этих комплексов с позднеонежскими (или постонежскими) пикритовыми эффузивами суйсарского комплекса и пикритами Печенги.

Вообще в плане предлагаемой палеотектонической реконструкции находят истолкование некоторые хорошо известные факты и по-новому может быть освещен ряд спорных положений геологического строения восточной части Балтийского щита. Например, по данным многих исследователей (Казьмин, 1974; Моор, 1973 и др.), заложению рифтовых структур предшествует сводовое поднятие и пенепленизация, затем происходит многоэтапное формирование рифта. Каждый этап начинается накоплением осадочных пород, а затем происходит излияние основных эффузивов. Этап заканчивается уменьшением общей активности процессов, либо перерывом в осадконакоплении, либо накоплением хемогенных (органогенных) пород. Осадочно-вулканогенные толщи карелиды восточной части Балтийского щита с наблюдаемой в них тесной ассоциацией хорошо дифференцированных кварцевых и олигомиктовых песчаников и основных эффузивов имеют аналогичное ритмичное строение (Негруца В., 1967; Загородный и др., 1972; Мирская, 1973).

Интенсивное развитие толеитового магнетизма, свойственное карелидам, с отмечающимся в некоторых случаях щелочным уклоном (Харитонов, 1966) также характерно для рифтовых структур мезозойско-кайнозойского возраста (Казьмин, 1974; Милановский, 1974; Флоренцов и др., 1968 и др.).

Предлагаемая палеотектоническая реконструкция позволяет внести некоторую определенность в проблему возраста беломорид и корреляции их с карелидами. Очевидным является вывод о беломоридах и карелидах как об образованиях одного геотектонического цикла, формировавшихся в различных структурно-формационных зонах (палеогеографических и палеотектонических условиях). Во-вторых, нижняя возрастная граница собственно беломорского комплекса (т. е. примерно в объеме хетоламбинской свиты и выше) не древнее тунгудско-надвоицкого времени, т. е. времени, когда началось формирование собственно карельского комплекса, включающего образование тунгудско-надвоицкой, сориолийской, сегозерской и онежской серий (Негруца В., 1967; Богданов, Воинов, 1971). Эти выводы находят подтверждение в данных формационного анализа беломорских и карельских образований (Воинов, Богданов, 1968; Негруца В., Негруца Т., 1968, и др.), в соответствии с которыми наблюдается сходное строение разрезов беломорского и карельского комплексов по самым различным параметрам: пет-

рологическим, геохимическим, литолого-фаціальным и т. д. В некоторых случаях это подтверждается как будто и прямыми наблюдениями. Например, в результате исследований последних лет (Робонен и др., 1974) в районе оз. Вороньего в Карелии структура района, которая раньше трактовалась как моноклиналь с наращиванием разреза от Беломорского блока к Карельскому (Богданов, Воинов, 1971), теперь рассматривается как антиклинальная с осью, проходящей через мыс Хирвинаволох (оз. Воронье), что приводит к корреляции амфиболитов хетоламбинской свиты с метадиабазами тунгудской свиты карелид.

Можно отметить, что разделение карелид на два структурных яруса совпадает с разделением беломорского комплекса на два структурных яруса (Богданов, 1974). Поэтому сопоставление комплекса хетоламбинской и лоухской свит с сумийско-сариолийскими образованиями, а комплекса чупинской свиты с ятулием представляется вероятным. Такое сопоставление позволяет наметить хронологические границы тунгудско-надвоицкой серии сумия Карелии. До сих пор комплекс пород этой свиты радиологически не изучен, что связано главным образом с неопределенностью объема серии, которая, с одной стороны, трудно отличима от парандовской, пебозерской и бергаульской серий лопия, а с другой — комплекс основных эффузивов тунгудско-надвоицкой серии практически невозможно отличить от основных эффузивов ятулия. Более или менее уверенно тунгудско-надвоицкая серия диагностируется только там, где развит комплекс кварцевых порфиров — эффузивных и субвулканических образований, характерным диагностическим признаком которых являются включения голубого кварца. Пространственно и, можно достаточно уверенно это утверждать, хронологически с этими эффузивами сопряжены гранитоиды (от диоритов до субщелочных калиевых гранитов), содержащие голубой кварц. Наиболее известным представителем этих пород является комплекс гранитов типа Нуорунен в Северной Карелии, но вообще небольшие интрузии этих гранитоидов развиты вдоль всей Восточно-Карельской зоны; в частности, аналогичные гранитоиды развиты в районе ст. Кочкома, где возраст их определен Rb—Sr-методом в  $2540 \pm 35$  млн. лет. (Герлинг и др., 1973). Эти гранитоиды по многим геологическим и петрографическим параметрам сопоставляются с комплексами интрузивных чарнокитов Беломорского блока (Билибина, Дашкова, 1957). Комплекс чарнокитов Беломорского блока разделяется на два подкомплекса: чарнокитовые гнейсы и интрузивные чарнокиты (Шемякин, 1972). Первые, по-видимому, являются подстилающими породами для собственно беломорского комплекса (Горлов, 1967), вторые не выходят за пределы нижнего структурного яруса беломорид. Радиологический возраст чарнокитов  $2400 \pm 50$  млн. лет (Тугаринов и др., 1970) близок возрасту голубокварцевых гранитоидов района Кочкома-Идель. Таким образом, во-первых, мы получаем еще один репер для корреляции беломорид и карелид и можем оценить нижнюю возрастную границу этих образований величиной  $2400 \pm 50$  млн. лет, а во-вторых, такое сопоставление свидетельствует в пользу стратиграфической схемы Л. Я. Харитонова (1966), включающего в нижнюю часть карелид, которую он называет бергаулием, кроме тунгудско-надвоицкого такие комплексы, как пебозерский, парандовский и бергаульский, которые большинство геологов относят к более древним — лопским образованиям.

В плане предлагаемой модели находит естественное объяснение и общая симметрия региона относительно Беломорской зоны (Ермолаева, 1971) и характерное членение его на три основные единицы, что специфично для современных рифтов, например Красноморского, где также выделяются две краевые зоны, соответствующие в нашем случае Восточно-Карельской и Кольской зонам карелид, и осевая, соответствующая Беломорскому блоку. Осевая — Беломорская зона развива-



лась либо на коре океанического типа, либо на сильно утоненной коре континентального типа, что подтверждается общим утонением современной коры Беломорского блока (Шустова и др., 1973). Легко находят свое объяснение формационные и фациальные различия состава осадков осевой (Беломорской) и краевых зон. Для первой из них характерна относительно слабая осадочная дифференциация осадков с преобладанием граувакковых песчаников и сланцев (Богданов, 1974) по сравнению с хорошо дифференцированными кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками карелид.

Различием в характере коры объясняется, несомненно, и различие в характере магматизма Беломорской зоны и зон карелид. Для краевых блоков из-за переработки сиалического субстрата характерно развитие известково-щелочного направления дифференциации и накопление толщи базальт-андезит-дацитовый формации, а в осевой Беломорской зоне преобладают излияния пород чисто базальтоидных линий — толеитовой, оливин-базальтовой, с экзотическими проявлениями андезитового вулканизма (Богданов, 1974).

Различием в строении земной коры можно объяснить развитие интрузивных гранитов первой фазы преимущественно в краевых (Карельском и Мурманском) блоках. В пределах Беломорского блока магматизм проявился образованием гиперстеновых диоритов и закончился внедрением анортозитов, гранитоиды этого возраста достоверно не установлены. Гранитоидный магматизм в пределах беломорид проявился главным образом только в конце второго этапа развития, т. е., по-видимому, тогда, когда произошло вторичное формирование гранитного слоя в результате процессов ультраметаморфизма осадочных пород предыдущего этапа развития. Но и тогда гранитоидный магматизм свелся к образованию региональных полей мигматизации анатектических гранитов главным образом автохтонного характера (Шуркин, 1968).

Процессы складкообразования, ультраметаморфизма и гранитизации связаны, по всей видимости, с процессом сдвигания краевых блоков, происходившим в течение достаточно длительного времени и отличавшимся значительной неравномерностью. Периоды интенсивного сжатия чередовались с периодами ослабления сжатия и даже периодами растяжения. В один из таких периодов произошло внедрение комплекса друзитов, являющихся более молодыми образованиями, чем аплитовидные граниты постчупинского возраста (Никоноров и др., 1971). Вполне возможно, что друзиты должны коррелироваться с ультраосновными вулканитами суйсарской серии в пределах Карельского блока и вулканитами четвертой свиты Печенгской структуры.

Закрытие рифта и общая консолидация региона произошли в позднеятулийское или постятулийское время, что совпало с общей структурной перестройкой на границе среднего и позднего протерозоя. Процесс этот проявился интенсивной складчатостью карельского и беломорского комплексов, причем в последнем происходили весьма интенсивные процессы ультраметаморфизма и мигматизации, частично захватившие и краевые части бывшей рифтовой структуры. По-видимому, именно с этой фазой развития связаны широко распространенные породы, К—Аг-возраст которых определяется в пределах 1900—1700 млн. лет.

Следовательно, в процессе развития рассматриваемого региона произошло раздвигание (спрединг) жестких (Мурманского и Карельского) континентальных блоков на величину не менее чем 250—300 км. При этом необходимо учитывать, что мы имеем дело только с конечным перемещением, точнее, с величиной разрастания континентальной коры в данном районе в процессе карельско-беломорского тектогенеза, а первичное расширение могло быть значительно больше.

Кроме раздвигания фиксируется также относительный поворот Мурманского блока на угол около 30°. Если этот разворот происходил уже в процессе сближения блоков, то легко объясняется развитие гранулитов Лапландии, где сближение блоков было более сильным. В связи с этим здесь развивались большие давления, чем в остальной части рифта. Определение возраста метаморфизма гранулитов калий-аргоновым методом дает величины в пределах 1400—1800 млн. лет (Беляев, 1971), что достаточно хорошо совпадает с возрастом последнего метаморфизма беломорид.

Таким образом, приведенные факты позволяют утверждать, что предлагаемая реконструкция отражает определенный этап в развитии восточной части Балтийского щита, когда в течение раннего и среднего протерозоя этот регион развивался как рифтовая структура, сопоставимая с крупными рифтовыми образованиями мезозоя — кайнозоя. Возможно, что мы имеем дело не с отдельным рифтом, а с частью глобальной раннедокембрийской рифтовой системы, с одной стороны, срезанной норвежскими каледонидами, а с другой — скрывающейся под чехлом Русской плиты. Наличие такой структуры позволяет сделать вывод, что механизмы развития земной коры в раннем докембрии и в фанерозе в принципе не отличались.

### Литература

- Беляев К. Д. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова. Проблемы магматизма Балтийского щита.— Материалы регионального петрографического совещания. Л., «Наука», 1971.
- Билибина Т. В., Дашкова А. Д. К характеристике некоторых докембрийских гранитов Северной Карелии (интрузивный комплекс Нуорунен).— Петрограф. сб. № 2, нов. сер. ВСЕГЕИ, 1957.
- Богачев А. И., Кочнев-Первухов В. И., Лавров М. М., Попов М. Г., Слюсарев В. Д. Металлогенические особенности гипербазитов Карелии.— В сб.: Магматизм, формации кристаллич. пород и глубин Земли, ч. 2. М., «Наука», 1972.
- Богданов Ю. Б. Стратиграфия и формация нижнего докембрия Восточной Карелии.— Автореф. канд. дис. Л., ВСЕГЕИ, 1974.
- Богданов Ю. Б., Воинов А. С. К истории формирования метаморфической зональности в докембрийских комплексах восточной части Балтийского щита и ее связь с тектоникой и магматизмом.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.
- Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита.— Геохимия, 1959, № 7.
- Воинов А. С., Богданов Ю. Б. Химизм и условия образования архейских и протерозойских метаморфических осадочных пород Восточной Карелии.— Вестн. ЛГУ, 1968, № 18.
- Вайрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. Изд-во иностр. лит., 1959.
- Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., «Наука», 1972.
- Герлинг Э. И., Глебова-Кульбах Г. О., Лобач-Жученко С. Б., Афанасьева Л. И., Васильева С. Н. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии.— В сб.: Абс. возраст докембр. пород СССР. М.— Л., «Наука», 1965.
- Герлинг Э. К., Яценко М. Л., Варшавская Э. С., Горохов И. М., Сидоренко В. В. Первые данные по изотопному возрасту гранитоидов района Парандово—Надвоицы (Центральная Карелия), полученные рубидий-стронциевым методом.— В сб.: Геол.-радиол. интерпретация несходящ. значений возраста. М., «Наука», 1973.
- Горлов Н. В. Структура беломорид (Северо-Западное Беломорье). Л., «Наука», 1967.
- Горлов Н. В. Новые данные о положении беломорской серии в стратиграфическом разрезе докембрия Балтийского щита.— В сб.: Стратигр. и изотоп. геохронология докембрия вост. части Балтийск. щита. Л., «Наука», 1971.
- Ермолаева Л. А. О симметрии геологических структур докембрия восточной части Балтийского щита.— В сб.: Вопр. геол. Сибири. Томск, 1971.
- Жданов В. В., Спрыгина Т. В. О блоковом строении Балтийского щита.— Геотектоника, 1968, № 3.
- Загородный В. Г., Бекасова Н. Б., Пушкин Г. Ю., Радченко А. Т. Особенности среднепротерозойского вулканогенно-осадочного литогенеза на Кольском полуострове.— В сб.: Материалы по геол. и металлогении Кольского полуострова, вып. 4. Апатиты, 1972.
- Казьмин В. Г. О некоторых особенностях рифтогенеза (на примере развития Красноморского, Аденского и Эфиопского рифтов).— Геотектоника, 1974, № 6.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963.

- Кухаренко А. А. Геохимическая эволюция щелочных магматических комплексов восточной части Балтийского щита.— В сб.: Первый Междунар. геохим. конгр., т. I, М., 1972.
- Масленников В. А. Геолого-геохронологическое расчленение гранитов восточной части Балтийского щита и проблема цикличности в развитии земной коры.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., «Наука», 1971.
- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны геологического прошлого и связанные с ними образования. Статья первая.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, № 5.
- Мирская Д. Д. Геологическое строение и типы формации супракrustальных образований центральной части Кольского полуострова.— В сб.: Литология и осадочная геология докембрия. Тез. докл. X Всес. литологического совещания. М., 1973.
- Моор Р. А. Общая тектоника Эфиопии.— В кн.: Тектоника Африки. М., «Мир», 1973.
- Негруца В. З. Стратиграфия и литогенез среднетерозойских отложений Карелии в связи с проблемой металлоносных конгломератов. Автореф. канд. дис. Л., ВСЕГЕИ, 1967.
- Негруца В. З. О некоторых закономерностях карельского вулканизма восточной части Балтийского щита.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1971.
- Негруца В. З., Негруца Т. Ф. Проблемы геологии ятулия.— В сб.: Проблемы стратиграфии и палеогеографии. Тр. ВСЕГЕИ, т. 143. Л., 1968.
- Негруца В. З., Богданов Ю. Б., Воинов А. С., Негруца Т. Ф. Основные этапы экзогенного развития Балтийского щита в докембрии и их геохронологические рубежи.— Сб.: Литология и осадочная геология докембрия. Тез. докл. X Всес. литологического совещания. М., 1973.
- Негруца Т. Ф. О направлении сноса обломочного материала в карельских отложениях зоны сочленения беломорид и карелид.— Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 3.
- Негруца Т. Ф. К истории геологического развития зоны сочленения карелид и беломорид в среднем протерозое.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1972, № 18.
- Никаноров А. С., Рыцк Ю. Е., Смирнова В. С., Бабошин В. А., Михайлов И. И., Соловьев В. Л. Закономерности размещения слюдоносных пегматитов Северо-Западного Беломорья. Л., ВСЕГЕИ, 1971.
- Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита.— Тр. XVII сес. Межд. геол. конгр., т. 2. М., ГОНТИ, 1939.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и складчатого обрамления.— В сб.: Вопросы геохронологии и геологии. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12. Изд-во АН СССР, 1961.
- Робонен В. И., Коросов В. И., Елисеев М. Л. Стратиграфия и тектоника вулканогенных комплексов Пелозерского района (Восточная Карелия).— В кн.: Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, Карелия, 1974.
- Салоп Л. И. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита.— В кн.: Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, т. 175, нов. сер. Л., 1971.
- Тугаринов А. И., Бибилова Е. В., Горлов Н. В. О возрастном соотношении карельской и беломорской формации.— Геохимия, 1970, № 3.
- Флоренсов Н. А., Солоненко В. П., Логачев Н. А. Кайнозойский вулканизм рифтовых зон. XXIII сес. Межд. геол. конгр. Докл. сов. геологов. Проблема 2. М., «Наука», 1968.
- Фролов А. А. Структурное положение массивов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов.— Геотектоника, 1973, № 3.
- Харитонов Л. Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение, XXI сес. Межд. геол. конгр. Докл. сов. геологов. Проблема 9. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., «Недра», 1966.
- Шелякин В. М. Раннедокембрийская формация интрузивных чарнокитов Балтийского щита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 9.
- Шуркин К. А. Беломорский блок.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. Магматизм. М., «Недра», 1968.
- Шустова Л. Е., Дедеев В. А., Кратц К. О. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., «Наука», 1973.

УДК 551.242.31 (571.511)

Л. Н. КУКЛЕЙ

**СООТНОШЕНИЯ РАЗНОПЛАНОВЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТОЛЩАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ТАЙМЫРА**

В пределах северо-западного Таймыра изучены субширотные и наложенные на них субмеридиональные складки. С каждой системой связан кливаж осевой плоскости. Субширотные складки и кливаж возникли, вероятно, во время метаморфических преобразований в условиях фации зеленых сланцев, но являются более ранними по отношению к более высокотемпературным зонам метаморфизма, которые приурочены больше к ядерным частям гранито-гнейсовых куполов. При переходе из филлитов в кристаллические сланцы с гранатом, биотитом, ставролитом, силлиманитом кливаж преобразуется в сланцеватость, которая наследует систему более раннего кливажа, деформированного при последних стадиях становления куполов.

Летом 1975 и 1976 гг. автор совместно с Таймырским отрядом Енисейской экспедиции МГУ проводил исследования на северо-западном Таймыре в районе п-ова Стерлегова, бухты Воскресенского и нижнего течения р. Ленивой. Благодаря работам многих исследователей (Урванцев, 1949; Равич, 1957; Равич и др., 1968; Даминова, 1957, 1958; Погребицкий, 1963, 1971; Махлаев, Коробова, 1972; Забияка, 1969, 1974<sub>1,2</sub>; Шулятин, Захаров, 1971) к настоящему времени изучены особенности стратиграфии, метаморфизма, гранитоидного магматизма и главных тектонических структур этой территории. Для данного региона многими исследователями (Забияка, 1969, 1974<sub>2</sub>; Махлаев и Коробова, 1972) доказано наличие региональной прогрессивной метаморфической зональности с полным набором зон метаморфизма от серицит-хлоритовой субфации до силлиманит-альмандин-мусковитовой субфации (Шулятин, Захаров, 1971). Концентрическое расположение метаморфических зон вокруг гранито-гнейсовых ядер позволило Л. В. Махлаеву и А. И. Забияке связывать происхождение метаморфической зональности с формированием гранито-гнейсовых куполов, которые А. И. Забияка (1974<sub>2</sub>) считает характерным типом структур докембрия Таймырского полуострова.

В настоящей статье рассмотрены неизвестные ранее для северо-западного Таймыра соотношения разноплановых тектонических структур и генетически связанных с ними плоскопараллельных и линейных текстур.

Краткая общая характеристика строения указанной территории, по данным Л. В. Махлаева и А. И. Забияки, сводится к следующему. Район расположен в пределах центральной и северной частей Ленивинского купола (рис. 1), размером 40×50 км, овальной, несколько вытянутой с юго-запада на северо-восток формы. В центральной части купола обнажаются два гранито-гнейсовых ядра, осложняющих строение свода купола — Тревожнинское и горы Медвежьей. Слагающие их гастингситовые граниты (результат ультраметаморфизма) окружены породами тревожнинской (сакен-остенской) серии, представленными гранат-био-

титовыми, амфибол-биотитовыми мигматизированными гнейсами и амфиболитами. К периферии, по мере удаления от центра купола, появляются различные кристаллические сланцы. Купол подчеркивается расположением изоград метаморфических минеральных зон, отражающих постепенное падение степени метаморфизма от центра купола к его окраинам. Метаморфическая зональность под большим углом сечет смятую в складки слоистость и границы между крупными стратиграфическими подразделениями, которые объединены в несколько свит. Снизу вверх последовательно сменяют друг друга воскресенская, стерлеговская, конечнинская свиты и верхняя часть мининской свиты. Они смяты

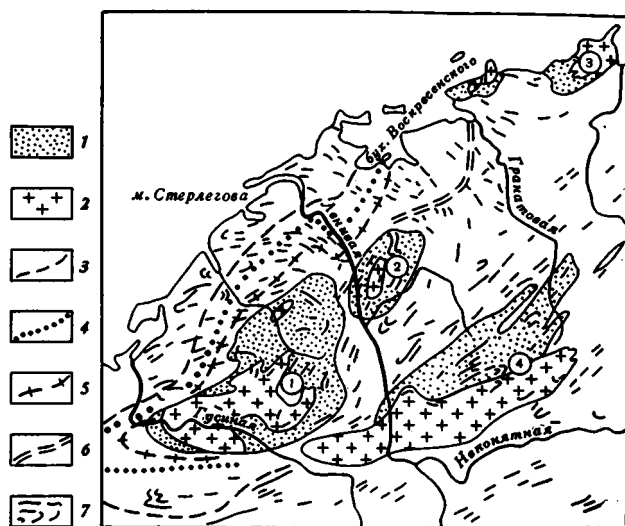


Рис. 1. Схема некоторых элементов тектонической структуры и метаморфической зональности западной части берега Харитона Лаптева (составил А. И. Забияка, 1974<sub>1</sub>). 1 — тревожнинская серия, 2 — гранитоиды, 3—6 — изограды метаморфизма (3 — биотита, 4 — граната, 5 — ставролита, 6 — силлиманита), 7 — простираения слоистости в слоистых толщах и структурных элементах неясного генезиса в пределах массивов гранитоидов; цифры в кружках — ядра гнейсовых куполов: 1 — Тревожнинское и 2 — Медвежье-Ленинское Ленинского купола; 3 — Тилловское Аттовского купола; 4 — Дружининский массив гнейсов и гранитоидов

в крупные линейные складки, оси которых меняют свое простираение с субширотного на западе территории на субмеридиональное в восточной ее части.

Терригенные породы, слагающие эти свиты, представлены филлитами, метаалевролитами, метапесчаниками, которые часто чередуются между собой и по мере увеличения степени метаморфизма превращаются в кристаллические сланцы с биотитом, гранатом, ставролитом, кордиеритом, кианитом, силлиманитом. Метаморфические преобразования пород от филлитов до кристаллических сланцев очень подробно описаны в работах А. И. Забияки и Л. В. Махлаева (Забияка, 1974<sub>1</sub>; Махлаев, Коробова, 1972). Эти исследователи отмечают, что с повышением степени метаморфизма в породах в результате перекристаллизации и нового минералообразования теряются и постепенно исчезают структуры осадочного происхождения. Однако, и это видно почти всюду, основной и, на наш взгляд, главный признак осадочного генезиса измененных пород — слоистость — со всеми ее особенностями не только

остается, но часто подчеркивается избирательным минералообразованием.

Одна из задач, которые мы себе ставили при работах в этом районе, сводилась к изучению особенностей преобразования складчатых структур, связанных с ними плоскопараллельных и линейных текстур в зависимости от степени метаморфизма. В результате наблюдений удалось установить две системы относительно разновозрастных складок, различающихся как по морфологии, так и по ориентировке. Их располо-

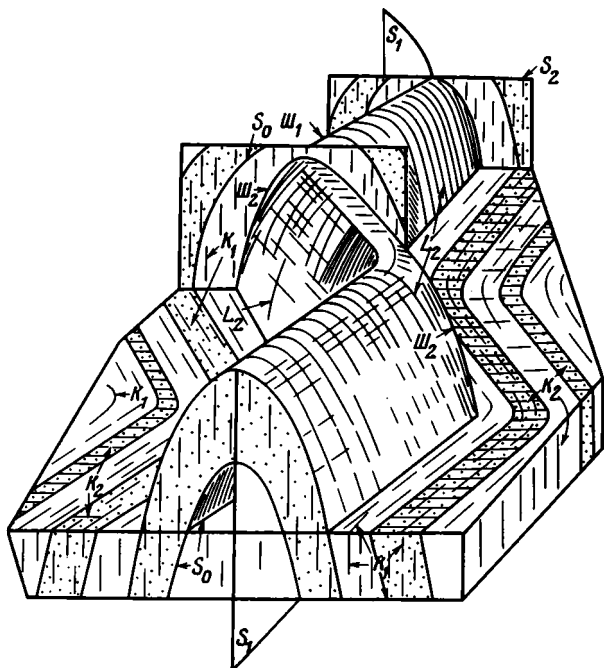


Рис. 2. Блок-диаграмма, показывающая соотношения между структурными элементами  $S_1, \Pi_1, K_1$  ранних субширотных складок  $F_1$  и наложенных на них структурных элементов  $S_2, \Pi_2, K_2, L_2$  более поздних субмеридиональных складок  $F_2$ .  $S_0$  — слоистость,  $S_1, S_2$  — осевые плоскости,  $\Pi$  — шарнир,  $K$  — кливаж,  $L$  — линейность пересечения кливажа со слоистостью

жение отражает разный план полей напряжений, в пределах которых эти складки формировались.

К первой, более ранней системе складок  $F_1$  относятся складки с субширотной ориентировкой осей и с западным пологим погружением шарнира. В разных частях района и разных зонах метаморфизма удалось увидеть несколько замков таких складок. Поскольку в опубликованных работах для данной территории<sup>1</sup> указано местоположение лишь одной из них — около водопада на р. Ленивой, где широко развиты биотит-гранат-ставролитовые сланцы, отметим местоположение других. Антиклинальная складка с шириной замка в несколько метров слагает один из мысов, расположенный в 1,5 км юго-западнее полярной станции Стерлегова на одноименном полуострове. Здесь развиты филлиты и метаалевролиты хлорит-серцитовый субфации метаморфизма. Блок-диаграмма (рис. 2) во многом построена по наблюдениям в районе указанного выше мыса.

<sup>1</sup> Все другие аналогичные складки, описанные и приведенные на разрезах в работах Н. П. Аникеева и др. (1941) и А. И. Забияки (1974), зафиксированы ими по смене азимута падения слоистости в разных частях территории.

Несколько складок такого же размера можно видеть в береговых уступах Карского моря приблизительно в 4,5 км к юго-западу от мыса Поворотного между этим мысом и бухтой Ложных Огней. По данным Л. Р. Махлаева и Н. И. Коробовой (1972) здесь степень метаморфизма повышается до хлорит-биотитовой субфации. Наконец, несколько складок этой системы есть выше водопада в самом начале верхнего каньона р. Ленивой на правом берегу. Здесь складки развиты в биотит-гранат-ставролитовых сланцах, но вблизи изограды кианита и силлиманита, которая проходит несколько южнее.

Для всех отмеченных складок характерна большая степень сжатости, резкое различие мощностей слоев на крыльях и в замке. При движении от ядра складок в обе стороны слои приобретают почти вертикальное залегание, складки получают большую «степень изоклинальности». Осевые поверхности также имеют вертикальное или слегка наклонное положение в пространстве, а шарниры полого ( $10-20^\circ$ ) погружаются к западу. Видимая в обнажениях ширина замковых частей складок достигает первых десятков метров. По простиранию такие складки удается проследить на сотни метров, а вдоль каньона р. Ленивой слои, слагающие замок и северо-восточное крыло антиклинали, прослеживаются почти на 4 км. Крутое залегание слоистости, обусловленное развитием этой складчатости, является типичным залеганием, которое можно видеть почти всюду в районе.

Складки второй системы, или второй генерации  $F_2$ , по морфологии и ориентировке структурных элементов резко отличаются от более ранних складок. Для них характерны очень пологие открытые формы, большой угол между крыльями ( $120-150^\circ$ ), субмеридиональная ориентировка следа осевой плоскости и в большинстве случаев вертикальное положение шарнира, т. е. в эти простые формы изогнуты вертикально стоящие слои. Ширина складок от нескольких метров до нескольких десятков, возможно, первых сотен метров. Встречаются как симметричные, так и асимметричные флексурные складки. Субмеридиональные складки обнаруживаются вдоль берега Карского моря от мыса Поворотного на северо-востоке до окончания п-ова Стерлегова на юго-западе, на расстоянии более чем 25 км. Здесь они на большом интервале осложняют субширотное простирание, связанное со складками первой генерации. В обеих системах складок развит кливаж  $K$  осевой плоскости. Особенно выразителен кливаж, связанный с открытыми субмеридиональными складками второй генерации (рис. 3, а). Чаше всего этот кливаж  $K_2$  развит в филлитах и метаалевролитах с большим количеством глинистого материала, а также в прослоях, обогащенных карбонатом. В песчанистых метаалевролитах и метапесчаниках кливаж отсутствует. Поскольку толщи четко слоистые, кливаж подчеркивает гетерогенность первичного состава толщ (рис. 3, б).

В большинстве случаев в обнажении наталкиваешься на кливаж, косо ориентированный к границе между слоями разного состава. При этом от обнажения к обнажению угол между простиранием плоскостей кливажа и простиранием слоистости меняется. Максимальным углом, равным  $90^\circ$ , является угол между слоистостью и кливажем в замке складки. Минимальным углом будет угол на смежном крыле двух противоположных складок. Поскольку складки второй генерации обычно открытые, а обнаженность не всегда позволяет проследить их по простиранию, пространственное положение кливажа по отношению к простиранию слоистости дает возможность сделать заключение о том, в какой части складки находится исследователь.

Пересечение слоистости и кливажа создают линейность  $L$ . Она видна всюду, где оказывается отпрепарированной поверхность слоистости (рис. 3, в).

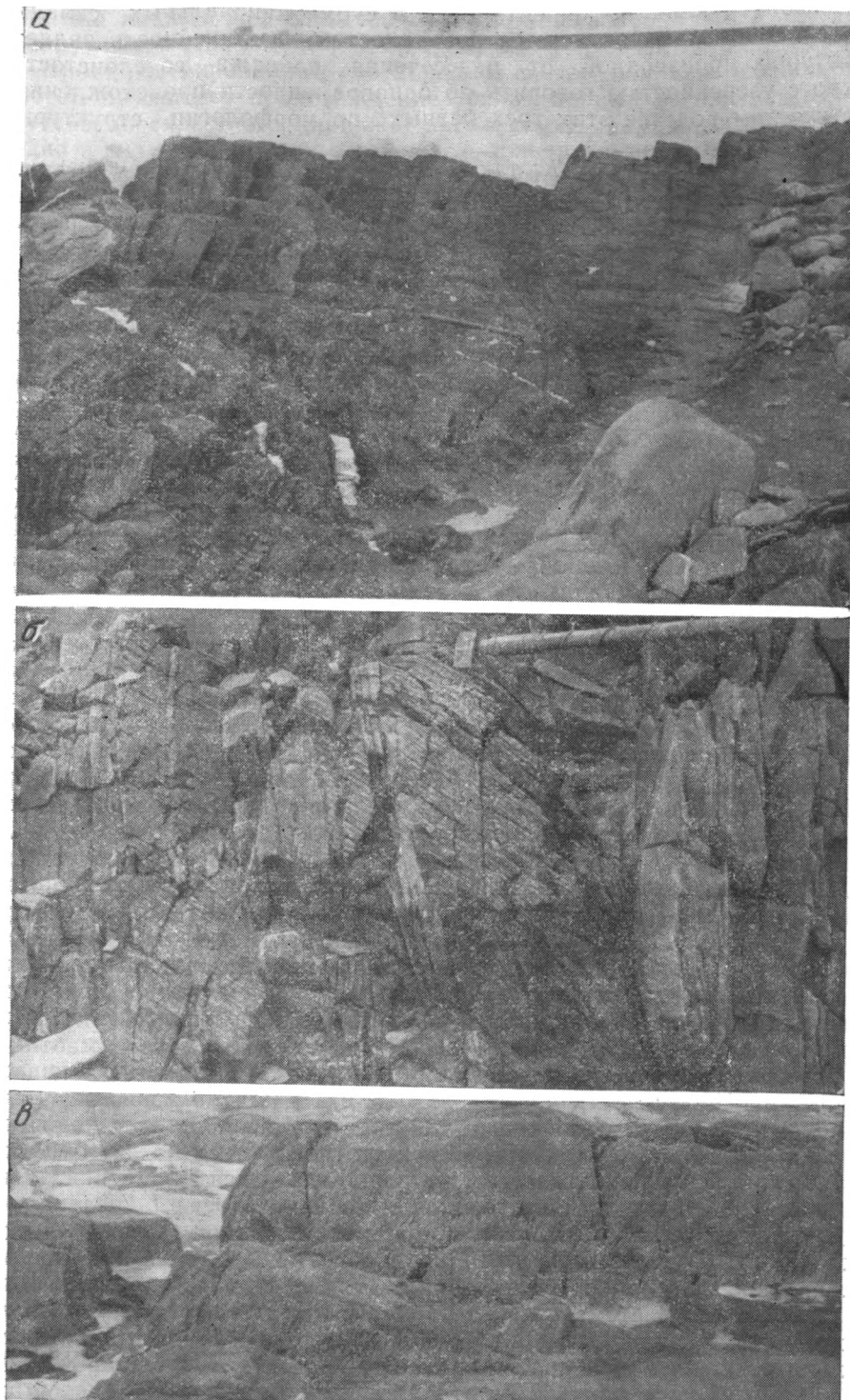


Рис. 3. Субмеридиональные складки, кливаж и линейность пересечения в слоистых породах на полуострове Стерлегова; а — складки  $F_2$  и кливаж  $K_2$ . Вдали видна полярная станция; б — чередование кливажированных прослоев филлитов и массивных алевролитов; в — линейность пересечения кливажа и слоистости в карбонатсодержащих прослоях



Поскольку кливаж ориентирован в субмеридиональных складках строго параллельно их осевым поверхностям, а линейность является структурой, производной от пересечения кливажа со слоистостью, можно с уверенностью говорить об одновременности происхождения и генетическом родстве этих трех разных по морфологии структурных элементов.

Субширотный кливаж  $K_1$  также предпочтительнее развит в филлитах и морфологически мало чем отличается от  $K_2$ . Однако поскольку складки, в которых развит кливаж  $K_1$ , более сжатые и даже изоклинальные при сравнительно пологом погружении шарнира, кливаж  $K_1$  на горизонтальной поверхности следует обычно вдоль слоистости и может быть спутан с послышной отдельностью и слоистой текстурой. Лишь в участках, приближающихся к замыканиям складок, и в вертикальных, поперечных к простираанию сечениях видно секущее положение кливажа по отношению к границам слоев.

Ориентировку кливажа, параллельную осевой плоскости субширотных складок, удалось увидеть на двух участках — в антиклинали в районе полярной станции Стерлегова и в антиклинали на берегу Карского моря между п-овом Полярников и бухтой Ложных Огней. Оба участка расположены в области распространения пород, испытавших метаморфизм фации зеленых сланцев, но разных субфаций: первый — хлорит-серицитовой, второй — хлорит-биотитовой. Метаморфические преобразования пород при переходе от одного участка к другому подробно изучены Л. В. Махлаевым и Н. И. Коробовой (1972).

Оба участка выгодно отличаются от остальной территории, где также широко развит кливаж, тем, что здесь можно видеть не только совместное нахождение складок и кливажа одной ориентировки, но складки и кливаж сразу обеих систем; следовательно, здесь можно решить вопрос об относительном возрасте каждой системы тектонических структур. На рис. 2 изображена блок-диаграмма, показывающая пространственные соотношения структур разного плана. Довольно сжатая складка  $F_1$ , вдоль осевой поверхности которой развит кливаж  $K_1$ , деформирована пологими изгибами складок  $F_2$  и рассечена поверхностями субмеридионального кливажа  $K_2$ . Ширина видимой в обнажении замковой части линейной складки составляет несколько метров; по простираанию с запада на восток замок складки прослежен на 40 м. В результате поперечных пологих изгибов с субмеридиональной ориентировкой осевой поверхности несколько раз меняется направление шарнира, простираание слоистости на ее крыльях и простираание системы кливажа  $F_1$ .

В результате пересечения субширотной складки системой кливажа  $F_2$  возникает линейность пересечения  $L_2$ . На рис. 3, в изображена линейность пересечения кливажа со слоистостью (обнажение находится в 600 м к востоку по простираанию субширотной складки). В замковых частях складок, где залегание на крыльях отличается от вертикального, падение одной и той же по происхождению линейности  $L_2$  различно и будет зависеть от того, в каком направлении падают крылья складки (см. рис. 2). Существует и другая линейность — пересечение разнонаправленных поверхностей кливажа. В обнажениях горизонтальной поверхности обе системы кливажа образуют мелкую сетку прямоугольников и квадратов с длиной стороны до первых сантиметров. Внутри прямоугольников видна подобная ей еще более мелкая сетка, где микротрещины и прямоугольная система слегка намечены. При попытке отбить молотком образец филлиты крошатся на мелкие кубики.

Дополнительно отметим, что падение плоскостей кливажа на рассмотренных участках несколько различное. В районе п-ова Стерлегова системы кливажных поверхностей имеют вертикальное залегание. На территории к северо-востоку от бухты Ложных Огней обе системы

кливажа падают под углом 60—65° соответственно в западных и южных румбах.

Проиллюстрированные соотношения систем кливажа и складок во многом объясняют происхождение тех на первый взгляд загадочных случаев перекрестного кливажа, когда самих складок полностью не видно в силу их больших размеров, а только по наличию разнонаправленных кливажных поверхностей не удается определить, какая из систем более ранняя и не являются ли обе системы отражением какого-то не ясного, но единого тектонического процесса.

Для проблемы эволюции тектонических преобразований обнаруженные соотношения систем складок и кливажа показывают следующее: 1) в пределах изученной территории существуют две самостоятельные системы взаимопересекающихся складчатостей; 2) с каждой системой складчатости связана система кливажа, параллельная осевой поверхности складок, а при пересечении кливажа со слоистостью или с кливажом другой ориентировки возникла линейная текстура — линейность пересечения; 3) субширотная система тектонических структур является относительно более ранней, чем субмеридиональная система.

Поскольку обе системы складок обнаруживаются в породах, испытавших региональный метаморфизм, и кроме отмеченных складок в качестве самостоятельных тектонических структур выступают гранито-гнейсовые купола, возникает вопрос, как соотносятся во времени складки и метаморфизм. Как уже говорилось выше, Л. В. Махлаев и А. И. Забияка видят тесную связь в расположении зон метаморфизма и ядер гранито-гнейсовых куполов. И те и другие отражают единый процесс регионального метаморфизма различной интенсивности в разных зонах.

Однако, как и большинство геологических процессов, процесс регионального метаморфизма (петрологическое явление) и процесс становления гранито-гнейсовых куполов (тектоническое явление) прошли в своем развитии несколько стадий: зарождение, развитие, завершение. Встает вопрос, укладываются ли вообще в эволюционный интервал метаморфизма охарактеризованные выше две разновозрастные системы перекрестных структур, если да, то в какую из стадий процесса, и если не обе системы, то какая из них? Далее, если складчатости не укладываются в период метаморфических преобразований, то когда формировались складки — до или после метаморфизма?

Из наблюдений кажется вполне очевидным, что обе системы кливажа в своем чистом виде, т. е. как способности пород к делимости на тонкие параллельные пластинки, не встречаются в биотит-гранат-ставролитовых сланцах и породах более высоких ступеней метаморфизма. В пределах каньона р. Ленивой можно наблюдать, как по мере увеличения степени метаморфизма происходит преобразование широко развитого здесь субширотного кливажа. 15-километровый каньон на большом отрезке ориентирован вдоль простирания кливажа и вертикально стоящей слоистости, но почти вкрест простирания минеральных зон, вытянутых в северо-восточном направлении и отражающих постепенное нарастание степени метаморфизма с северо-запада на юго-восток. За счет появления в филлитах таких минералов, как биотит, гранат, затем ставролит, увеличения их содержания в породе и превращения филлитов в кристаллические сланцы, типичный кливаж исчезает, а его место постепенно начинает занимать сланцеватость, т. е. плоскопараллельное расположение чешуйчатых минералов и главным образом биотита. Наиболее заметно переход кливажа в сланцеватость происходит с появлением в породах ставролита. Чистый кливаж является привилегией пород только зеленосланцевой и нижних ступеней эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. С другой стороны, в породах эпидот-амфиболитовой фации — в кристаллических сланцах со ставролитом — повсеместно наблюдается сланцеватость, по ориентировке совпадающая

с наиболее ранним кливажем осевой плоскости ранних изоклинальных складок. Учитывая, что породы эпидот-амфиболитовой фации прошли стадию зеленосланцевых преобразований, можно считать, что указанная ориентировка сланцеватости в кристаллических сланцах со ставролитом отражает первичное положение кливажа, а сам кливаж возник если не раньше, то во всяком случае не позже стадии зеленосланцевых изменений, т. е. кливаж, связанный с первыми складками, образовался до того, как породы претерпели полностью стадию преобразований в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Можно предположить, что ориентировка биотита в наблюдаемой сейчас сланцеватости унаследовала кливажные поверхности. Биотит рос предпочтительней по системе первичной мелкой трещиноватости; в этой обстановке легче могла осуществляться миграция химических компонентов, вошедших в дальнейшем в кристаллическую структуру биотита.

Все аспекты механизма превращения кливажа в сланцеватость сейчас невозможно осветить. Нужны петрографические наблюдения над поведением других минералов в зонах кливажа, таких, например, как гранат, биотит, серицит, развитых на границе зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, где еще сохраняется структура, как бы переходная от кливажа к сланцеватости. Но вышесказанное предположение подтверждает совпадение пространственных ориентировок «чистого кливажа» и сланцеватости, их морфологическое подобие, избирательное развитие в первично глинистых породах. Кроме того, еще один факт свидетельствует в пользу того, что кливаж образовался до сланцеватости, а сланцеватость унаследовала кливажные плоскости. В некоторых слоях биотит-гранат-ставролитовых сланцев можно встретить крупные кристаллы ставролита, достигающие в размере 5—7 см. Кристаллы ставролита не подчиняются никакой ориентировке, росли хаотично, но во многих крупных кристаллах видна полосчатость, макроскопически выраженная несколько различным цветом и блеском разных полос (рис. 4). Оказалось, что ориентировка полос в едином неориентированном кристалле полностью совпадает со сланцеватостью, которая видна в породе. Единый крупный кристалл метаморфического минерала обнаруживает гетерогенное строение, не связанное с двойникованием. Объяснение может быть одно: гетерогенность унаследована, ориентировка полосчатости внутри минерала отражает первичную ориентировку кливажа.

Есть основания думать, что кливаж, связанный с ранними складками, значит, и сами складки первой генерации образовались не только раньше эпидот-амфиболитовой стадии метаморфизма, но и предшествовали метаморфизму биотит-хлоритовой субфации. Об этом свидетельствуют наблюдения в верхнем каньоне р. Ленивой. Здесь вдоль каньона по левому берегу на несколько километров протягивается слой плотных пород, который первоначально, видимо, был представлен кварцитом с некоторой примесью глинистого минерала. В согласном залегании с ним лежит пачка чередования филлитов и метаалевролитов. Пачка залегает вертикально, на северном крыле антиклинали, замок которой находится около водопада. По простиранию этого крыла видно нарастание степени метаморфизма от биотит-хлоритовой субфации (появление биотита, затем граната, увеличение их количества и размеров кристаллов) до эпидот-амфиболитовой фации (появление ставролита). Таким образом, мы имеем дело с прогрессивной метаморфической зональностью вертикально стоящей толщи. Трудно себе представить, каким образом можно одновременно сформировать такую тектоническую структуру и почти поперечную ей метаморфическую зональность. Указанная складка не деформирует поверхность метаморфизма. Таким образом, очевидно, что складка образовалась до метаморфических преобразований в обстановке хлорит-биотитовой субфации.

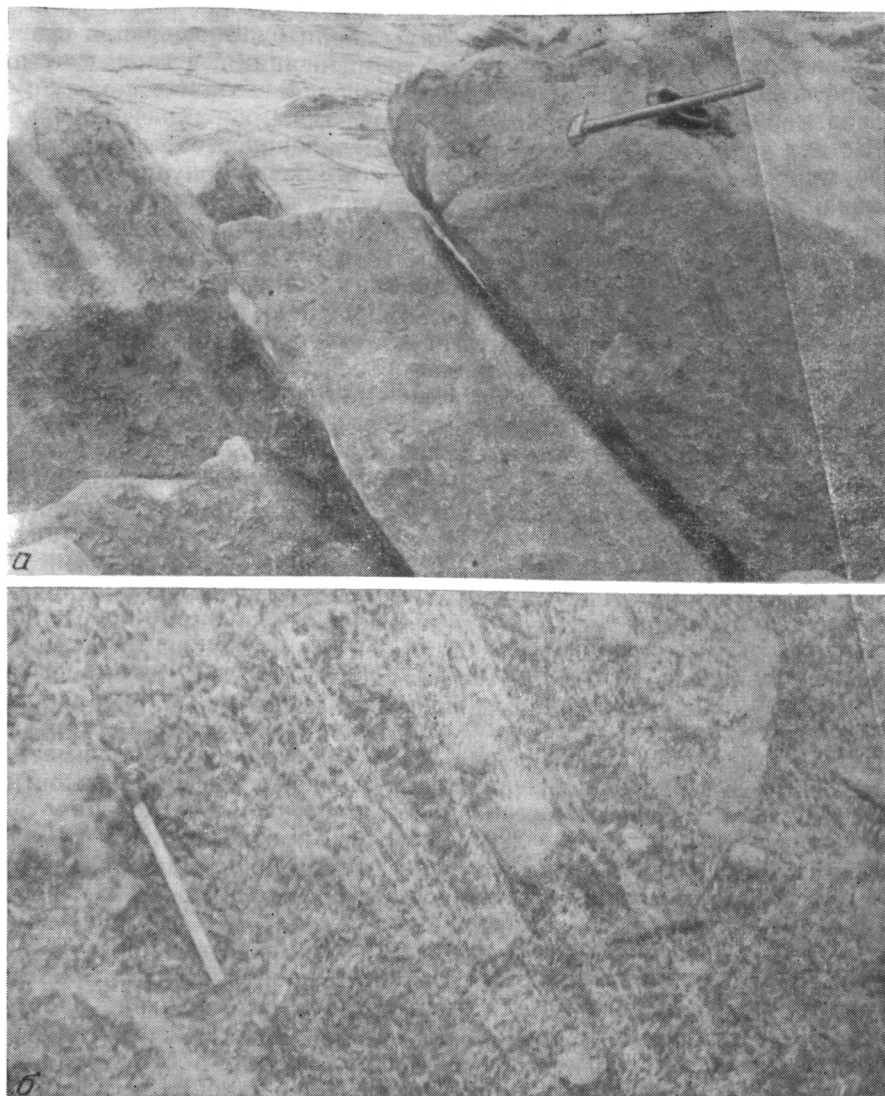


Рис. 4. *а* — слоистость и сланцеватость в гранат-биотит-ставролитовых сланцах в начале большого каньона на р. Ленивой; *б* — полосчатые кристаллы ставролита с полосами, параллельными сланцеватости

Этот вывод не противоречит схеме А. И. Забияки (1974, стр. 39), на которой метаморфические зоны секут не только слоистость, но и показанные на ней складки. О. Г. Шулятин и Ю. И. Захаров (1971) прямо указывают, что в районе бухты Воскресенского и низовьях р. Ленивой последовательная смена метаморфических зон происходит по простиранию складчатых структур, т. е. границы зон секут эти структуры.

Менее определены примеры, подтверждающие, что и складки второй генерации образовались до завершения этапа метаморфизма и гранитизации. Косвенным фактом в пользу такого вывода служат кварцевые жилы, секущие кливаж осевой поверхности складок второй генерации в районе бухты Ложных Огней. Для рассматриваемой территории существует некоторая закономерность в распространении жильных образований. В удалении от гранито-гнейсовых ядер в зонах, где распространены породы с кианитом, силлиманитом, кордиеритом и

ставролитом, развиты пегматитовые жилы. В породах зеленосланцевой фации развиты только кварцевые жилы. Если будет доказана связь во времени жильной серии с процессами гранитизации и регионального метаморфизма, тем самым будет доказано более позднее, чем субмеридиональная складчатость, время метаморфизма.

Встает вопрос: оказывает ли на вмещающие толщи какое-либо деформирующее воздействие рост гранито-гнейсовых куполов? На протяжении всего каньона субширотный кливаж и сланцеватость при постоянном падении в северных румбах обнаруживают значительные вариации в углах падения ( $20-70^\circ$ ), которые невозможно объяснить эффектом преломления, наблюдаемым часто при переходе кливажа из пород одного состава в другой (Белоусов, 1971), так как и крутые, и пологие наклоны встречаются в породах практически одного состава — филлитах. Трудно увязать такие наклоны и, главное, часто встречающееся на небольшом интервале чередование пологих и крутых падений с пространственным положением первичных складок, так как при этом следует предполагать такой же наклон и такое же чередование осевых поверхностей, являющихся геометрическим элементом симметрии и отражающих характер распределения складкообразующих сил.

На всем 15-километровом отрезке каньона наблюдаются кливаж и сланцеватость, падающие положе, чем границы между слоями, т. е. следовало бы предполагать, что мы всюду имеем дело с перевернутыми крыльями. В районе водопада на разных крыльях одной и той же антиклинали можно наблюдать разное залегание поверхностей кливажа. На северном крыле в слоистости, стоящей вертикально и простирающейся в направлении  $S3\ 30^\circ$ , кливаж — сланцеватость имеет падение  $SV\ 60^\circ < 60^\circ$ . В южном крыле, в котором слоистость простирается строго широтно и падает на север под углом  $60^\circ$ , сланцеватость имеет падение  $320^\circ < 45^\circ$ . Залегание поверхности кливажа — сланцеватости не согласуется с положением осевой поверхности складки, которая вытянута в направлении  $S3\ 280-290^\circ$ . Остается предположить, что давно известная в районе водопада складка деформирует не только первичную слоистость, но и возникшие до этой складки осевые поверхности и кливаж осевой плоскости ранних структур.

Все эти данные указывают, что в процессе формирования гранито-гнейсовых ядер как тектонических структур продолжались деформирующие воздействия на складки, образованные несколько раньше, в период самых начальных и самых низких ступеней метаморфизма. Сейчас трудно представить себе во всей полноте особенности образования складок при росте купола. Самое первое впечатление такое, что деформации первичного кливажа отражают флексурно-ступенчатую складчатость, «спускающуюся» со свода купола горы Медвежьей на север-северо-запад. В непосредственной близости (2,5—3 км) от гранито-гнейсового ядра на правом берегу р. Ленивой в гранат-биотит-кианитовых сланцах на большом интервале (около 200 м) вкрест простираения можно видеть вертикальную сланцеватость по биотиту и вертикальную линейность, образованную кристаллами вытянутого кианита, что свидетельствует о более интенсивном вовлечении пород в вертикальное движение вблизи ядра купола, связанное с подъемом гранито-гнейсов. Тем не менее для окончательного решения вопроса об особенностях морфологии складчатости этого типа (и относительно более молодого возраста) необходимы наблюдения по другим направлениям от центра купола.

Сейчас эти складки третьей генерации (включая собственно структуру купола), имеющие северо-восточное простираение, можно лишь наметить.

Изложенный материал позволяет наметить следующую последовательность в послепереверсионной динамике эндогенного тектоно-метаморфического процесса рассмотренной части северо-западного Таймыра.

1. В начальные периоды общей инверсии происходит заложение субширотной складчатости. В качестве одного из возможных гипотетических механизмов, вызывающих формирование этой складчатости, может быть предложен механизм перемещения глубинного гранитоидного материала к потенциальным очагам последующих гранито-гнейсовых ядер.

2. Процесс постепенной концентрации горячего материала в определенном ореоле глубин земной коры приводит к общему прогреванию толщи и начальным стадиям метаморфизма над этим ореолом — преобразованию осадочных пород в породы фации зеленых сланцев. Одновременно с метаморфизмом идет дальнейшее развитие субширотной складчатости, и на каком-то ее этапе зарождается кливаж осевой плоскости, охватывающий породы по всему региону.

3. Дальнейшее усиление метаморфизма до эпидот-амфиболитовых фаций, а затем и более высокотемпературные изменения, приводящие к широкому развитию в породах биотита, граната, ставролита, кордиерита, кинанита, силлиманита, охватывают не весь регион, а концентрируются вблизи поднимающегося очага гранитизации. При этом метаморфизм повышенных степеней накладывается на во многом сформировавшуюся складчатую структуру. Поскольку очаги гранитизации и высоких степеней метаморфизма локализованы на определенном пространстве, здесь более интенсивный подъем материала приводит к дальнейшим тектоническим перестройкам, которые заключаются в деформации сформированных ранее складок и связанного с ними кливажа. К этому этапу относятся северо-восточные структуры, связанные с общей вытянутостью овальных гранито-гнейсовых тел, и, по-видимому, субмеридиональные открытые простые пологие изгибы, отражающие специфику межкупольных промежутков.

#### Литература

- Аникеев Н. П., Виттенбург П. В., Тест Б. И. Геология и полезные ископаемые северо-западной части Таймырского полуострова. — Тр. Горно-геол. упр. Главного упр. сев. морск. пути, т. 12, Л.—М., 1941.
- Белоусов В. В. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1971.
- Даминова А. М. Возраст комплекса кристаллических сланцев Таймырского полуострова. — Сов. геология, 1957, № 58.
- Даминова А. М. Геологическое строение Центрального Таймыра. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1958, № 3.
- Забияка А. И. О метаморфической зональности в протерозойских отложениях Таймыра. Вопросы петрологии и металлогении западного обрамления Сибирской платформы. — Тр. СНИИГГИМС, Красноярское отд., 1969, вып. 61.
- Забияка А. И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия северо-западного Таймыра (опыт литолого-формационного изучения метаморфических толщ). — Тр. СНИИГГИМС, Красноярское отд., 1974, вып. 143.
- Забияка А. И. Гнейсовые купола — характерный тип структур докембрия Таймырского п-ва. — В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Тр. СНИИГГИМС, Красноярское отд., 1974, вып. 182.
- Махлаев Л. В., Коробова Н. И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. — Тр. СНИИГГИМС, Красноярское отд., 1972, вып. 123.
- Погребницкий Ю. Е. Докембрийский фундамент Таймыра и его деформации в период образования складчатой области. — В кн.: Тектоника Сибири, т. 2. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
- Погребницкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. — Тр. НИИГА, т. 166, Л., 1971.
- Равич М. Г. Рецензия на статью Даминовой А. М. «Возраст комплекса кристаллических сланцев Таймырского п-ова в журнале «Советская геология», № 58, 1957. — Информ. бюл. Ин-та геол. Арктики, вып. 5, 1957.
- Равич М. Г., Вакар В. А., Грамберг И. С. О статье А. М. Даминовой «Возраст комплекса кристаллических сланцев Таймырского п-ова». — Сов. геология, 1968, № 3.
- Шулятин О. Г., Захаров Ю. И. Метаморфические пояса Таймырской складчатой области. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971.
- Урванцев Н. Н. Таймырская складчатая зона. — Бюл. техн. информ., № 3—4 (40—41). Норильск, 1949.

УДК 551.243(235.216)

Е. В. ХРИСТОВ, М. П. ХРИСТОВА

## СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОФИОЛИТОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЮЖНО-ТЯНЬ-ШАНЬСКОГО ПОЯСА

В восточной части Южного Тянь-Шаня выделены две ветви офиолитового пояса: северная (Атбашинская), которая размещается в зоне Атбаш-Иныльчекского глубинного разлома, и южная (Арпинско-Джангжирская), протягивающаяся в 10—20 км южнее первой. Показаны различия в их структурном положении, характере и времени проявления деформаций. Приведено описание двух детально изученных в Атбашинской зоне аллохтонных офиолитовых пластин: Акбеитской, интенсивно тектонизированной, превращенной в серпентинитовый меланж, и «целиковой» Сарыбулакской, в которой имеются ненарушенные постепенные переходы между гипербазитами и габбро. Обосновывается то, что гипербазиты и полосчатые габброиды составляют наиболее древний комплекс пород восточной части Южного Тянь-Шаня, являющийся частью хорошо изученного во многих районах меланократового фундамента эвгеосинклиналей.

Южно-Тянь-Шаньский офиолитовый пояс неоднократно привлекал внимание геологов. Проведенные исследования позволили пересмотреть традиционные представления об ультрабазитах как интрузивных образованиях габбро-перидотитовой формации (Сабдюшев, Усманов, 1971; Буртман, Клишевич, 1972; Макарычев, Штрейс, 1973). Было показано, что габбро-перидотитовые массивы имеют тектонические контакты с вмещающими породами и нередко слагают аллохтонные тектонические пластины; встречаются в виде небольших тел в зонах разрывных нарушений, образуя протрузии. Иногда гипербазиты превращены в мощную тектоническую брекчию — серпентинитовый меланж, наиболее полно изученный Г. И. Макарычевым и С. А. Куренковым (1974) в Канской полосе.

Принципиально важный результат исследований — выявление ненарушенных разрезов офиолитовой ассоциации в Алайском (урочище Сартале) и Ферганском (р. Акджол) хребтах (Макарычев, Висьневский, 1973; Макарычев, 1975). Было отмечено большое сходство состава пород и разрезов гипербазит-габбро-амфиболитовых комплексов Урала и Тянь-Шаня, составлявших меланократовый (океанический) фундамент Урало-Тянь-Шаньской эвгеосинклинали (Буртман и др., 1974).

В Восточном Тянь-Шане среди основных геолого-геофизических типов докембрийских разрезов В. И. Кнауф (1973) выделил Ферганский «базит-гипербазитовый» комплекс допалеозойского (?) основания, распространённый, в частности, в Ферганском и Атбашинском хребтах.

Представления о генезисе и структурном положении гипербазитов и пространственно с ними ассоциирующих габброидов в Южно-Тянь-Шаньском офиолитовом поясе основываются на результатах исследований его западной и центральной частей. Более скудные сведения имеются об отрезке пояса, расположенном к востоку от Таласо-Ферганского сдвига, где он трассирует Атбаш-Иныльчекский глубинный разлом на границе Срединного и Южного Тянь-Шаня. В настоящей статье из-

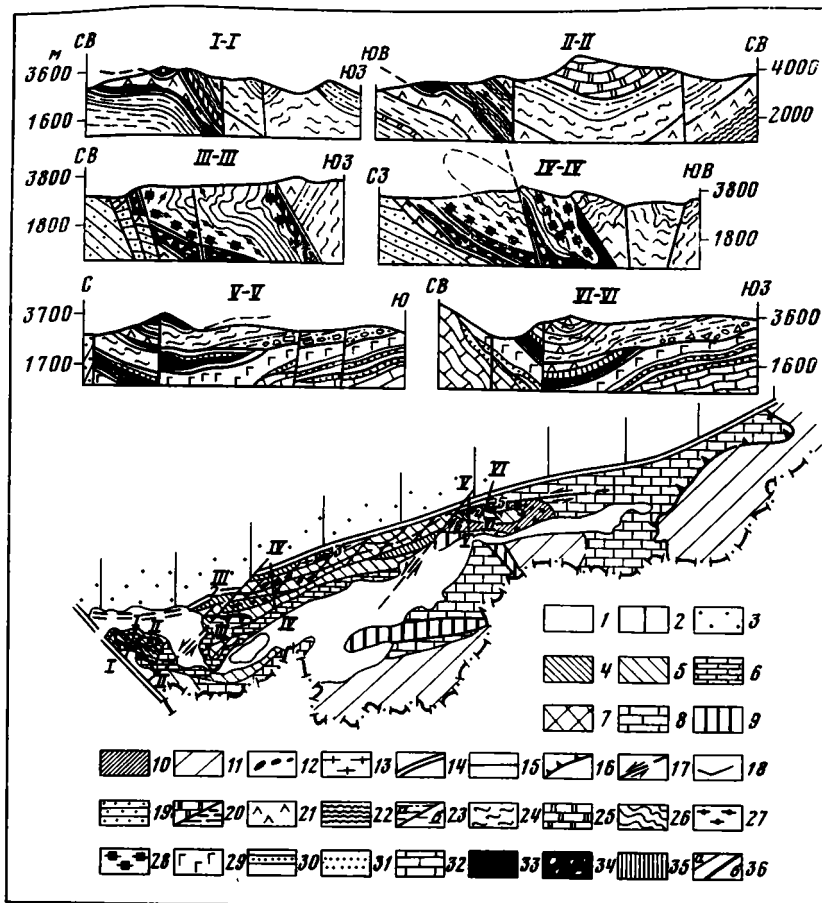


Рис. 1. Схема размещения гипербазит-габбровых комплексов в восточной части Южно-Тянь-Шаня

Условные обозначения: 1—18 — к схеме, 19—36 — к геологическим разрезам. 1 — мезозойско-кайнозойский чехол; 2 — каледоно-герцинская складчатая система Среднего Тянь-Шаня; 3 — верхнепалеозойский флишодно-молассовый комплекс Джамандаванского приразломного прогиба. Фергано-Кокшаальская складчатая герцинская система. 4—6 — формационные типы разрезов палеозойского эвгеосинклинального комплекса; 4 — вулканогенный зеленокаменный (ташрабатский), 5 — терригенно-вулканогенно-кремнистый (ширикитинский), 6 — карбонатный (чирмашский), 7 — докембрий (частично палеозой) Атбашинского метаморфического пояса; 8—9 — формационные типы разрезов автохтонного мезоэвгеосинклинального комплекса Джангджирской зоны; 8 — карбонатный, 9 — кремнисто-вулканогенно-терригенный; 10 — аллохтонный эвгеосинклинальный комплекс; 11 — кремнисто-терригенно-карбонатный мезоэвгеосинклинальный комплекс Кокшаальской зоны; 12 — гипербазиты и габброиды (крупнейшие массивы: 1 — Каракольский, 2 — Акбейтский, 3 — Сарыбулакский, 4 — Балыктинский, 5 — Арчалинский, 6 — Уюрминский); 13 — мигматиты; 14—17 — разломы: 14 — глубинные, 15 — прочие, 16 — границы тектонических покровов, 17 — сдвиги; 18 — линии геологических разрезов; 19 — верхнекаменноугольные — нижнепермские конгломераты, песчаники; 20—22 — ташрабатский тип разреза: 20 — верхнесилурийские нижнедевонские сланцы (а) и мраморизованные известняки чаакташской свиты (б); 21 — аповулканогенные зеленые сланцы, основные метазфусивы, кремни; 22 — сланцы черные, глинисто-серпентиновые, углито-глинистые; 23—26 — ширикитинский тип разреза: 23 — нижне- и среднедевонские филлитовые сланцы, песчаники (а), те же породы, превращенные в тектоническую брекцию (б); 24 — верхнесилурийские филлиты, метаморфизованные песчаники (ширикитинская свита); 25 — чирмашский тип разреза, верхнесилурийские — нижнедевонские метаморфизованные известняки, мраморы; 26—28 — докембрий (частично палеозой) атбашинской свиты: 26 — кристаллические сланцы и гнейсы эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, 27 — полосчатые сланцы зеленосланцевой фации метаморфизма, 28 — blastsмилониты с глаукофановыми сланцами фации высоких давлений; Джангджирская зона: 29, 30 — аллохтонный комплекс: 29 — верхнесилурийские-нижнедевонские спилиты, диабазы, кремни, 30 — силурийские сланцы, песчаники; 31, 32 — автохтонный комплекс: 31 — среднекаменноугольные гравелиты, песчаники, сланцы, 32 — верхнесилурийские — среднекаменноугольные (башкирский ярус) известняки; 33 — серпентиниты; 34 — серпентинитовый меланж; 35 — габбро, габбро-амфиболиты; 36 — разломы: а — сбросы, взбросы, б — надвиги



ложены новые данные о внутреннем строении и тектоническом положении отдельных тел и линейных зон восточного фланга Южно-Тянь-Шаньского офиолитового пояса, полученные авторами в последние годы.

К востоку от Ферганского разлома к каледонско-герцинскому Срединному Тянь-Шаню примыкает Атбашинская зона, возникшая на месте сложно дифференцированного среднепалеозойского эвгеосинклинального прогиба с четко выраженной сменой вкрест простирания различных типов разреза (рис. 1).

В северной части зоны протягивается метаморфический пояс, окаймляемый ташрабатским типом разреза, характерным членом которого является зеленокаменно измененная спилит-кератофировая формация силура. Ее подстилают черные сланцы аспидной формации, а перекрывает сланцево-карбонатная формация верхнего силура—нижнего девона.

Южнее развит наиболее полный по стратиграфическому объему (от верхнего силура до нижнего карбона) шириктинский тип разреза. В его видимом основании располагается зеленоцветная кремнисто-сланцевая формация позднесилурийского возраста. Ее сменяет темноцветная формация нижнего—среднего девона. Верхнюю часть колонки составляют трахибазальт-трахиандезитовая и кремнисто-карбонатная (нижний карбон) формации.

Еще южнее располагается разрез чирмашского типа, с таким же как в ташрабатском типе стратиграфическим объемом—силур—нижний девон. Он образован карбонатной, местами рифогенной формацией, замещающей в низах филлитами и песчаниками.

Атбашинская зона окаймляется с юга Джангджирской, выполненной дифференцированным комплексом отложений, включающим мощную карбонатную (верхний силур—средний карбон) формацию и синхронные сокращенные по мощности формации вулканогенно-кремнистой группы. Выше их обычно располагается терригенная флишoidная формация среднего карбона. Системой краевых разломов Джангджирская зона отделяется от позднегерцинской Кокшаальской зоны, протягивающейся по южной окраине Южного Тянь-Шаня вдоль границы его с Таримским массивом. Она выполнена в основном среднепалеозойскими формациями кремнисто-терригенной группы и флишoidными отложениями верхнего палеозоя (Христов, 1970).

Габбро-гипербазитовые массивы восточной части Южно-Тянь-Шаньского офиолитового пояса, протягивающиеся в северной части Фергано-Кокшаальской складчатой системы, группируются в ряд линейных зон. Они размещаются непосредственно в отдельных звеньях Атбаши-Иныльчекского глубинного разлома (Атбашинская зона) или находятся к югу от него на некотором (до 10—20 км) удалении (Арпинская, Джангджирская).

В западной части Атбашинского хребта выделяются две цепочки ультраосновных и основных тел, обрамляющих метаморфический пояс, вытянутый вдоль юго-западного звена Атбаши-Иныльчекского глубинного разлома. По нему происходит резкое изменение строения земной коры. Если ее мощность в Срединном Тянь-Шане равна 40—50 км, то в Южном—60—65 км, причем нарастание мощности земной коры происходит за счет утолщения до 30—35 км базальтового слоя (Адышев и др., 1969). Существуют различные представления о возрасте атбашинской свиты, слагающей метаморфический пояс. Основываясь на изучении метаморфизма и данных радиологических определений большинство исследователей считают атбашинскую свиту блоком докембрия, претерпевшим интенсивный диафторез (Бакиров, 1964; Белькова, Огнев, 1969; Бакиров, Добрецов, 1972). Находки в карбонатных породах табулят лудлова (Христов, Колесников, 1966) свидетельствуют о наличии

в ее составе силурийских отложений, выделение которых встречает однако значительные трудности.

Атбашинский метаморфический пояс имеет симметричное строение. В его центральной части развиты кристаллические сланцы и гнейсы эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, в которой выделяются графитовая и биотитовая зоны. С севера и юга они окаймляются полосчатыми сланцами зеленосланцевой фации (кварц-альбит-эпидот-биотитовая субфация). На все породы атбашинской свиты наложен ретроград-

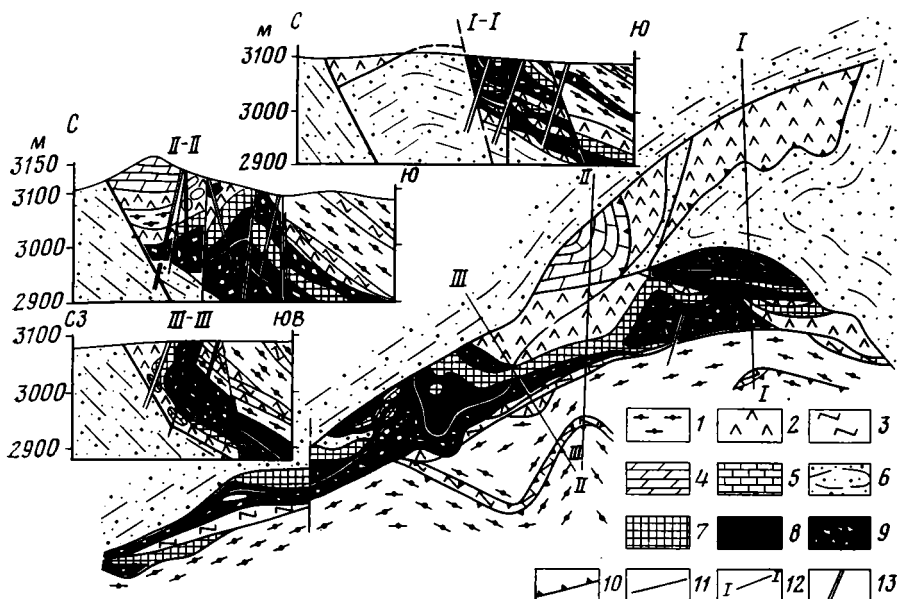


Рис. 2. Геологическая карта района поселка Акбейт

1 — докембрий (частично палеозой) атбашинской свиты — кристаллические сланцы; 2—3 — силурийская ташрабатская толща: 2 — аповулканогенные зеленые сланцы, зеленокаменно измененные туфы и основные эффузивы, 3 — кремни. 4 — известковые доломиты; 5 — известняки; 6 — нижняя пермь, полимиктовые песчаники, конгломераты; 7 — гнейсовидные габбро и габбро-амфиболиты; 8 — серпентиниты; 9 — серпентинитовый меланж; 10 — надвиги; 11 — сбросы и взбросы; 12 — линии геологических разрезов; 13 — скважины на геологических разрезах

ный метаморфизм, протекавший в условиях зеленосланцевой фации (кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации). А к мощным (до 200—300 м) зонам бластомилонитов, сопровождающим крупные разломы, ограничивающие метаморфический пояс, приурочены породы глаукофановой фации метаморфизма (Добрецов, 1974). К этим нарушениям — Атбаш-Каракоюнскому на севере и Атбашинскому на юге — и приурочиваются выходы пород офиолитовой ассоциации, характерным членом которой являются узкие лентовидные тела альпинотипных гипербазитов. Ее строение наиболее детально изучено как с поверхности, так и на глубину по данным бурения в западной части Атбаш-Каракоюнского разлома, в районе пос. Акбейт (рис. 2).

Акбейтская полоса сложно перемежающихся тектонических клиньев, чешуй силурийских зеленых аповулканических сланцев, кремней и ультрабазитов ограничена круто падающими к югу взбросами, отделяющими ее от Атбашинского метаморфического пояса на юге и Джамандаванского позднепалеозойского прогиба на севере. Гипербазиты в ней образуют резко удлиненное тело, вытянутое в субширотном направлении на 1,5 км при ширине от 20—40 до 150 м. Массив сложен антигоритовыми, хризотил-антигоритовыми, и, реже, хризотил-баститовыми и серпофитовыми серпентинитами, среди которых сохранились небольшие тела слабо серпентинизированных пироксенитов. Судя по структурам заме-

щения оливина серпентинитом, в составе первичных пород присутствовали перидотиты.

Севернее, структурно выше гипербазитов протягивается 30—50-метровая полоса среднезернистых амфиболизированных габбро и гнейсовидных габбро-амфиболитов. Как показывают данные бурения, они слагают плитообразное тело, погружающееся под углом от 20 до 60° к северу, под интенсивно дробленные и милонитизированные вулканические тащрабатской толщи силура. Она представлена в основном туфами базальтовых порфиритов с подчиненными покровами метадиабазов, гналобазальтов, кератофиров. Породы замещены вторичными минералами и зачастую превращены в аповулканогенные зеленые сланцы, в составе которых иногда отмечается глаукофан. Тащрабатской толще принадлежат и узкие (30—50 м) чешуи кремней, протягивающиеся с перерывом вдоль тектонического контакта серпентинитов с бластомилонитами атбашинской свиты, представленными сплошными оталькованными графитсодержащими серицит-кварц-альбит-известковыми сланцами.

Офиолитовый комплекс аллохтонно перекрывает пермскую молассу и претерпел интенсивную тектоническую переработку, выразившуюся в дроблении, брекчировании, рассланцевании и истирании слагающих его пород. В серпентинитовом массиве выделяются тектониты двух типов. В контакте с габбро-амфиболитами развиты раздробленные массивные (существенно антигоритовые) серпентиниты, переходящие при более сильном развальцевании в окатышевые тектониты со сглаженными, отполированными поверхностями. Серпентиниты второго типа рассланцованы настолько, что превращены в сыпучий, рыхлый ультрамилонит по серпентиниту, представляющий собой пестроокрашенную пластичную массу с четко выраженной вторичной текстурой течения. Она служит цементом, в который закатаны обломки и глыбы округлой и эллипсоидальной формы черных дробленых серпентинитов, серо-зеленых габбро-амфиболитов, светло-зеленых габбро-пегматитов. Размер их колеблется от первых см до 2—3 м. Пестрый рыхлый тектонит с включениями габбро-амфиболитов и габбро-пегматитов по классификации, предложенной А. В. Пейве и др. (1971), относится к мономиктовой разновидности серпентинитового меланжа. Участки, где появляется более пестрый состав глыб (зеленокаменно измененные вулканиды, кремни, известняки) можно рассматривать как полимиктовый меланж. Он развит ограниченно.

В целом, несмотря на сильную нарушенность, изучение соотношений между членами офиолитовой ассоциации позволило установить основную структуру надвиговой пластины, разграничивающей пермскую молассу и метаморфиды. Это опрокинутая антиклиналь, свод которой маркируется габбро-амфиболитовой покрывкой, облекающей ядро, сложенное меланжированными серпентинитами. Об этом же свидетельствует появление в лежащем крыле складки в подошве рассматриваемой пластины зеленокаменно измененных пирокластов силура (см. рис. 2, разрез II—II, III—III). Рассматриваемая антиклиналь разбита на серию тонких надвиговых чешуй. Часть из них сложена пестроокрашенными (зелеными, коричневыми, красными) пятнистыми пластичными глинами, являющимися продуктами тектонического истирания аповулканических зеленых сланцев тащрабатской толщи. Благодаря своей пластичности они, так же как и рыхлые серпентинитовые тектониты, образуют цемент своеобразной тектонической брекчии, в которой помимо глыб серпентинитов встречаются включения и крупные блоки — тектонические отторженцы пород автохтона и аллохтона (пермские песчаники и конгломераты, милонитизированные графитсодержащие кристаллические сланцы атбашинской свиты).

Таким образом, изучение Акбеитского отрезка Атбаши-Каракоюнского разлома показывает, что он представляет собой фронтальную часть крупного надвига, по которому кристаллические сланцы атбашинской свиты аллохтонно перекрывают пермскую молассу Джамандаванского прогиба (см. рис. 2, разрез III—III, IV—IV). Автохтонный осадочный и аллохтонный метаморфический комплексы разделены 200—300 метровой «прокладкой» офиолитов, существенная роль в строении которой принадлежит серпентинитовому меланжу, разбитому многочисленными чешуйчатыми надвигами. Тектонически расслоена и нижняя часть метаморфического аллохтона, включающего тонкие пластины кремней и зеленокаменно измененных вулканитов ташрабатской толщи. Надвиговая поверхность и сопровождающая ее меланжевая «прокладка» погружаются к югу под метаморфический пояс, что подтверждается и геофизическими данными. С проходящим в центральной части пояса Сарыбулакским разломом, трассируемым цепочкой гипербазитовых протрузий, совпадает полоса максимальных горизонтальных градиентов гравитационного поля, с которой, по-видимому, следует связывать положение зоны корней глубинного надвига.

Появление в милонитах атбашинской свиты и вулканитах глаукофана может указывать на большие глубины формирования надвига.

Приведенные данные свидетельствуют о проявлении на границе Южного и Срединного Тянь-Шаня значительных горизонтальных перемещений. По-видимому, часть Атбашинского метаморфического пояса, расположенная к северу от Сарыбулакского разлома, тектонически перекрывает формации Срединного Тянь-Шаня. Причем в аллохтоне находится лежащее крыло запрокинутой к северу антиклинали, являющейся основной структурой метаморфического пояса. Таким образом, формирование серпентинитового меланжа было связано с заключительной фазой позднегерцинской складчатости, в которую произошло омоложение глубинного разлома и его трансформация в надвиг.

Наиболее крупный габбро-гипербазитовый массив в северном ограничении пояса атбашинских метаморфид располагается восточнее, в долине р. Сарыбулак. Он представляет собой узкое (100—300 м) пластинкообразное тело, вытянутое в субширотном направлении на 7 км. Пластина ультрабазитов падает к югу под углами от 20—40 до 80° и вместе с вмещающей вулканогенно-кремнистой ташрабатской толщей запрокинута к северу. Сарыбулакский массив менее тектонизирован, чем Акбеитский. Он представляет собой «целиковый» блок, в котором наблюдаются ненарушенные взаимоотношения и постепенные переходы между гипербазитами и габбро, свидетельствующие об апогипербазитовой метасоматической природе габброидов. Судя по наклону гнейсовидно-полосчатых текстур и тел жильных метасоматитов, западная часть пластины, полностью сложенная серпентинитами, имеет более пологое (до 20—30°) падение, чем ограничивающие ее взбросо-надвиги. Восточнее левого притока р. Сарыбулак габброиды почти полностью замещают серпентиниты, приобретая крутой (50—80°) конформный с вмещающими породами наклон. В зоне замещения развиты амфиболитизированные гнейсовидно-полосчатые габбро, включающие тела серпентинитов шириной от первых до первых десятков метров. К северу их сменяют брекчиевые неравномерно-зернистые, то мелко-, то среднезернистые габбро с участками пегматоидной структуры, имеющие пятнистое строение, обусловленное весьма быстро и незакономерно меняющимися соотношениями в их составе плагиоклаза и пироксена. Они содержат скиалиты гипербазитов, среди которых отмечены верлиты и вебстериты. Габбро в контакте с ними приобретают полосчато-гнейсовидное строение, а иногда переходят в габбро-амфиболиты.

Ультрабазиты Сарыбулакского массива представлены хризотил-антигоритовыми, антигоритовыми, бастит-антигоритовыми серпентини-

тами, образовавшимися по перидотитам. В них часто встречаются тела габбро-пегматитов неправильно-линзовидной формы, обычно окруженных каймой апосерпентинитовых гнейсовидно полосчатых габбро. В составе гипербазитов, особенно в зоне перехода к габбро, чрезвычайно характерны параллельно расположенные серии жильных метасоматических тел пироксенитов, анортозитов, полосчатых габбро, четко выделяющихся своей светло-зеленой и серой окраской и как бы расслаивающих серпентиниты. Они не выдержаны по мощности (от долей миллиметра до 0,5—1 м), разветвляются по простиранию, быстро сужаясь и выклиниваясь.

Среди метасоматических процессов, ответственных за преобразование гипербазитового субстрата Сарыбулакского массива в габбро, наиболее широко проявлены пироксенизация и фельдшпатизация, шедшие близко одновременно.

Пироксенизация является начальной стадией метасоматического процесса габброизации пород. Она приводит к появлению в серпентинитах эмбриональных кристаллов диопсида, авгита, диопсид-авгита, первоначально концентрирующихся вдоль трещинок в виде отдельных ксеноморфных зерен, их скоплений и отдельных узелков. Нередко отмечается развитие пироксена в массе пластинчатого антигорита. Вновь образованные выделения пироксена слагают параллельные полосы и быстро затухающие узкие мигматитоподобные прожилки, имеющие в местах выклинивания брекчиевидную структуру.

Фельдшпатизация начинается с зарождения в массе серпентинита отдельных мелких лейст и волосовидных прожилков плагиоклаза. Он развивается по тонким трещинкам, «затекая» между зернами пироксена, и не имеет собственных ограничений. В массе пироксена отмечаются выделения ксеноморфного плагиоклаза криптового типа. Затем при слиянии криптов образуются параллельные мономинеральные полосы «плагиоклазита», по простиранию ветвящегося на прожилки, которые резко прерываются и переходят в габбро и габбро-амфиболиты. По-видимому, фельдшпатизация проявлялась неоднократно, на что указывает наличие плагиоклаза двух генераций. Вновь образованный плагиоклаз в свою очередь подвергается вторичным изменениям, замещаясь тальком, эпидотом, цоизитом. Полосчатая текстура габброидов иногда обусловлена чередованием слоев не только плагиоклазового и пироксенового состава, а также цоизитового.

Цоизитизации подвергаются продукты метасоматического преобразования гипербазитов. Мелкозернистая (часто игольчатая) масса цоизита развивается по тонким трещинкам в зернах пироксена и плагиоклаза, в результате чего они расчленяются на отдельные фрагменты.

Более поздним процессом является амфиболизация, приводящая к появлению габбро-амфиболитов. Явление замещения пироксена амфиболом весьма характерно. Отмечаются замещения одного амфибола другим (роговая обманка→тремолит→актинолит), взаимные прорастания.

Породы Сарыбулакского массива несут следы пластических деформаций. Пликативная дислоцированность особенно сильно проявлена в зоне перехода от гипербазитов к габбро и в местах развития полосчатых пачек, сложенных тонкоперемежающимися серпентинитами и вторичными метасоматическими пироксенитами, габбро и анортозитами. Здесь встречаются структуры течения, сложные складки, напоминающие мигматиты складчатости, мелкая плоччатость, будинаж.

В Сарыбулакском массиве отчетливо проявлены многие из геологических, текстурных и структурных признаков метасоматического (апо-гипербазитового) генезиса габброидов, которые впервые были установлены в габбро-амфиболитовых комплексах ультраосновного пояса Урала А. А. Ефимовым и Л. П. Ефимовой (1967), В. Ф. Морковкиной

(1967). В числе их можно отметить непостоянство состава, пестроту структур и текстур, развитие полосчатых пачек чередования ультрабазитов, габбро, анортозитов, проявление ряда последовательно наложившихся метасоматических процессов (пироксенизация, фельдшпатизация, цоизитизация, амфиболизация) и ряд других.

Более полутора десятков массивов основных и ультраосновных пород, вытянутых в широтном направлении на расстоянии около 60 км, насчитывается на северном склоне Джангджирского хребта. Детальное изучение показало, что размещение входящих в состав этой полосы серпентинитовых и, реже, серпентинито-габбровых тел не контролируется единым крупным разломом, как это отмечалось многими исследователями. В действительности они слагают аллохтонно залегающие бескорневые пластины, связанные с покровно-складчатыми деформациями, в значительной мере определяющими стиль тектоники западной части Джангджирской зоны. Автохтонный комплекс зоны сложен карбонатной формацией, занимающей возрастную интервал от верхнего силура до нижнего карбона включительно (местами до нижнебашкирского подъяруса). На известняках залегает флишеидная терригенная формация московского яруса. Она перекрыта нижним аллохтонным комплексом, в составе которого развиты ассоциации пород, представляющие формации начальных этапов развития геосинклинали: аспидную силурийскую и кремнисто-спилит-диабазовую верхнесилурийско-нижнедевонского возраста. Выше с несогласием залегают маломощные известняки нижнего карбона, свидетельствующие, по-видимому, о геантиклинальном характере развития в это время.

Верхний аллохтонный комплекс составляют аповулканические и метаморфические сланцы и песчаники, в течение более трех десятилетий выделявшиеся в балыктинскую свиту, возраст которой определялся в широких возрастных пределах — от нижнего до верхнего палеозоя. Анализ нового материала показал, что балыктинская свита включает различные по составу и метаморфизму вулканогенно-осадочные отложения силура, нижнего — среднего девона, шарьированные с севера, из Атбашинской зоны. Аллохтонные пластины слагают крупную асимметричную синформную складку с более крутым северным крылом (см. рис. 2, разрезы V—V, VI—VI). В южном пологом крыле залегают темноцветные кремнисто-серицитовые сланцы и метаморфизованные кварцитовидные песчаники нижнего—среднего девона. В подошве пластины они превращены в мощную тектоническую брекчию (100—200 м), сформировавшуюся в результате дробления, будинирования многочисленных, опрокинутых к югу мелких изоклинальных складок. Вверху девонская толща связана постепенными переходами с находящимися, по-видимому, в опрокинутом залегании зелеными филлитами и метаморфизованными кварцево-полевошпатовыми песчаниками верхнесилурийской шириктинской свиты. В осевой части синформы и ее северном крыле эти породы участвуют в строении многослойного пакета чешуй, чередуясь с зелеными аповулканическими (актинолит-мусковит-кварц-альбитовыми, кварц-эпидот-актинолитовыми, эпидот-серицит-кремнистыми) сланцами, метаэффузивами, полосчатыми метаморфизованными туфоалевролитами ташрабатской силурийской толщи, широко развитой на северном склоне Атбашинского хребта. Габбро-гипербазитовые тела Джангджирской зоны приурочиваются к плоскостям надвигов, рассекающих северное крыло Балыктинской синформы. Наиболее крупные массивы в западной части залегают среди метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений верхней аллохтонной пластины, приурочиваясь либо к верхней ее части (Балыктинский массив), либо к подошве (Арчалинский массив). На востоке пояса лентовидные цепочки серпентинитов размещаются в кремнисто-спилит-диабазовой формации нижней аллохтонной пластины, маркируя систему круто наклоненных к югу надвигов.

Характер магнитного поля свидетельствует о том, что погружающиеся к югу пластины продолжают на глубине в осевую часть синформы. Минимальную амплитуду перемещения офиолитовых пластин в Джангджирской полосе, оцениваемую цифрой в 10—12 км, определяет единственный в южном крыле синформы выход меланжированных серпентинитов и габброидов, обнажающихся в долине р. Уюрме.

Таким образом, Джангджирская полоса представляет собой совокупность аллохтонных гипербазитовых пластин, насыщающих две тектонически сближенные вулканогенно-осадочные эвгеосинклинальные серии, различающиеся особенностями состава, мощностями и характером метаморфизма. Метаморфизм вулканитов верхней аллохтонной пластины, шарьированной из Атбашинской зоны, достигает актинолит-эпидотовой ступени регионального зеленокаменного метаморфизма, а диабазовые и спилитовые лавы и лавокласты нижней пластины метаморфизованы в низких ступенях пумпеллитит-пренитовой фации.

Гипербазиты Джангджирского хребта сложены, в основном, антигоритовыми и хризотил-антигоритовыми серпентинитами, содержащими в переменном количестве псевдоморфозы бастита по ромбическому пироксену. Судя по реликтам первичных структур, серпентиниты образовались за счет метаморфизма перидотитов. Они обычно милонитизированы, развальцованы.

Габброиды прослеживаются, как правило, в южных краевых частях массивов в виде полос шириной до 100—200 м и протяженностью до 0,5—2 км, слагая верхние части серпентинитовых пластин, погружающихся к югу. Среди габбро, характеризующихся мелкозернистой, участками пегматонидной структурой, выделяются диаллаговые, оливиновые разности и габбро-нориты. Характер залегания габброидов, представляющих собой бескорневые пластинообразные тела, располагающиеся структурно выше серпентинитов, наличие в них скиалитов, верлитов и лерцолитов — это признаки, характерные для метасоматических апогипербазитовых габброидов. Переходные от гипербазитов к габбро разности с метаморфическими полосато гнейсовидными текстурами здесь, по-видимому, тектонически срезаны.

Наиболее крупный в Джангджирской полосе Балыктинский аллохтонный массив ( $9 \times 0,5$ —1,2 км), слагающий водораздел между реками Атбаш и Балыкты, в системе пакетов тектонических пластин занимает самое высокое структурное положение и не имеет видимой кровли.

Сходное с Джангджирской зоной структурное положение гипербазиты занимают на северо-восточном склоне Ферганского хребта в бассейне рек Каракол—Айгырбулак—левых притоков р. Арпа. Основная структура района — синформная складка, косо срезанная с юго-запада Ферганским разломом (см. рис. 2, разрезы I—I, II—II). Ее пологая западная центроклиналь сложена зелеными филлитами, метаморфизованными алевролитами и песчаниками верхнесилурийской шириктинской свиты, согласно погружающейся к юго-востоку под нижне- и среднедевонскую толщу темноцветных глинисто-серицитовых сланцев и песчаников. Последняя тектонически перекрывается пластиной нижнедевонских мраморизованных известняков и мраморов, выполняющей пологую мульду. В северном, более полно представленном крыле синформы выделяются две полого падающие (10—30°) к югу пластины. Нижнюю слагают серицит-известковистые, серицит-хлоритовые сланцы чаакташской свиты (верхний силур — нижний девон). Верхняя представляет собой пакет тектонических чешуй, центральное положение в которых занимают выклинивающиеся к западу диафторизированные кристаллические сланцы и гнейсы атбашинской свиты. К северу и югу ее последовательно сменяют темные филлитовидные, глинисто-серицитовые, углисто-глинистые сланцы, а затем зеленокаменно измененные вулканиты и кремни ташрабатской толщи. В зонах согласных пластовых надвигов,

разграничивающих тектонические чешуи, размещаются узкие тела милонитизированных, развальцованных апогартсбургитовых серпентинитов, перидотитов и пироксенитов, прерывистыми полосами прослеживающихся на 15—17 км. В верхней части наиболее крупной тектонической пластины, обнажающейся на водоразделе рек Каракол—Айгырбулак, серпентиниты согласен сменяются полосчатыми габбро-амфиболитами.

Полученные данные о строении и составе габбро-гипербазитового комплекса, его структурном положении и взаимоотношении с вмещающими породами не укладываются в рамки традиционных представлений (Горецкая, 1973) о его принадлежности к интрузивной габбро-пироксенитовой формации, время внедрения которой датируется Т. А. Додоновой поздним силуром и (или) средним девоном, а А. Е. Довжиковым и В. Д. Брежневым, для ультраосновных и основных интрузий Джангджирского хребта — средним карбоном.

Результаты детальных исследований, на наш взгляд, однозначно свидетельствуют о том, что породы габбро-гипербазитового комплекса слагают аллохтонные пластины, имеющие всюду тектонические соотношения с толщами метаморфических, осадочных и осадочно-вулканогенных пород. И хотя определение их возраста встречает значительные трудности, можно думать, что гипербазиты и габброиды сформировались в догеосинклинальный этап и представляют собой меланократовый фундамент геосинклинали. Это заключение основывается на косвенных соображениях. Так, амфиболизация — наиболее молодой из процессов метасоматической переработки ультраосновных пород — одновременно проявилась и в вулканитах силурийской ташрабатской толщи, вызвав их зеленокаменное изменение. В свою очередь ташрабатская толща служит субстратом, на который наложился метаморфические образования плагиогранитного типа. На северном склоне Атбашинского хребта, в междуречье Кембель—Кельтубек в ней широко развиты мигматитоподобные породы—гнейсовидные диориты, плагиограниты, гранодиориты, контактовое воздействие которых привело к образованию гнейсов и роговиков. Радиологический возраст диоритов и плагиогранитов, заведомо более молодых, чем ультрабазиты, 394—411 млн. лет. Это самое раннее из известных в Южном Тянь-Шане проявлений гранитоидного магматизма, с которого начался прогрессирующий затем процесс роста «гранитного» слоя. Поэтому можно полагать, что гипербазиты и полосчатые габброиды, являющиеся частью хорошо изученного во многих районах разреза меланократового фундамента эвгеосинклинали, составляют наиболее древний комплекс пород восточной части Южного Тянь-Шаня. По некоторым представлениям его возникновение относится к концу докембрия — началу палеозоя (Кнауф, 1973). Донижнепалеозойский возраст этого комплекса доказан для урочища Сартала в Южной Фергане (Макарычев, Висьневский, 1973). Поэтому нам представляется, что возраст пород догеосинклинального фундамента скорее всего докембрийский.

Выделенные в восточной части Южного Тянь-Шаня две ветви офиолитового пояса — северная (Атбашинская) и южная (Арпинско-Джангджирская) — при общем сходстве по строению и составу слагающих пород, обнаруживают определенные черты различия в структурном положении габбро-гипербазитовых массивов и в характере их деформации. В Атбашинской зоне офиолиты группируются в две прерывистые полосы, окаймляющие метаморфический пояс, преимущественно в его западной части. Кроме того, небольшие цепочки гипербазитовых протрузий трассируют продольный разлом внутри пояса, а отдельные небольшие тела и линзы серпентинитов размещаются в зонах секущих его тектонических нарушений. Анализ геологических и геофизических материалов позволяет сделать вывод о том, что габбро-гипербазитовые массивы слагают уходящие на глубину аллохтонные пластины.



Из сравнения строения обнажающихся в хр. Атбаши выходов офиолитов видно, что наиболее интенсивному дроблению и брекчированию (вплоть до образования серпентинитового меланжа) подвергся Акбеитский аллохтон, располагающийся на границе позднепалеозойского поднятия и прогиба и являющийся самым северным в системе офиолитовых тектонических пластин. Видимо, краевой аллохтон претерпел наиболее сложную и длительную структурную эволюцию, завершающие стадии которой были связаны с заключительными позднегерцинскими складчатыми движениями. Наконец, еще одна особенность присуща северной ветви пояса — участие офиолитов в сложных складчатых деформациях. В Акбеите офиолитовая пластина смята в сжатую опрокинутую антиклиналь, в опрокинутом залегании находится гипербазит-габбро-амфиболитовый комплекс Сырабулакской пластины.

Отлична структурная позиция бескорневых аллохтонных массивов Джангджирского хребта, занимающих внутреннее тыловое положение по отношению к Атбаши-Иныльчекскому глубинному разлому. Они участвуют в строении покровно-надвиговых структур, которые возникли в связи с перемещением вулканогенно-осадочных серий Атбашинского эвгеосинклинального прогиба к югу, на миогеосинклинальные карбонатные формации. Джангджирская зона офиолитов смещена Уюрминским левосторонним сдвигом, и, судя по цепочке магнитных аномалий, протягивается под мезозойско-кайнозойским покровом Аксайской впадины на юго-запад. Западным звеном южной ветви пояса является Арпинская полоса габбро-гипербазитовых массивов на северном склоне Ферганского хребта. Покровные офиолитовые пластины в Джангджирском и Ферганском хребтах занимают однообразное положение: в них габброиды всюду располагаются структурно выше гипербазитов, причем в целом они нарушены меньше, чем в Атбашинской полосе. Если тектоническая позиция первых определена деформациями среднегерцинского этапа, то более длительные структурные преобразования вторых завершили позднегерцинские движения.

### Литература

- Адышев М. М., Кнауф В. И., Королев В. Г. Структурные ярусы земной коры и возможности обнаружения новых видов минерального сырья в Северной Киргизии. — Изв. АН КиргССР, 1969, № 4.
- Бакиров А. Некоторые вопросы метаморфизма толщ Атбашинского хребта. — В сб.: Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии, Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1964.
- Бакиров А., Добрецов Н. Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе, «Илим», 1972.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н., Ташилов А. Ф. Докембрий Срединного Тянь-Шаня. М., «Недра», 1969.
- Буртман В. С., Клишевич В. Л. О структурном положении ультрабазитов и метаморфических сланцев Южного Тянь-Шаня. — Докл. АН СССР, 1972, т. 206, № 3.
- Буртман В. С., Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С., Шульц С. С. (мл.). Океаническая кора варисцид Урала и Тянь-Шаня. — Сов. геология, 1974, № 3.
- Горецкая Е. Н. Группа ультрабазитовых формаций. — В кн.: Геология СССР, т. XXV. Киргизская ССР, ч. II. М., «Недра», 1973.
- Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлымский платиноносный массив. М., «Недра», 1967.
- Кнауф В. И. Тектоника палеозойской восточной части Советского Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис. Ин-т геол. и геофиз. им. Х. М. Абдуллаева, Ташкент, 1973.
- Макарычев Г. И. Развитие геосинклиналей Западного Тянь-Шаня и проблема формирования континентальной земной коры. Автореф. докт. дис. ГИН АН СССР, М., 1975.
- Макарычев Г. И., Штрейс Н. А. Тектоническое положение офиолитов Южного Тянь-Шаня. — Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5.
- Макарычев Г. И., Висневский Я. С. Путеводитель к экскурсиям международного симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., «Наука», 1973.
- Макарычев Г. И., Куренков С. А. Палеозойский серпентинитовый меланж Канской полосы (Южный Тянь-Шань). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, № 4.

- Морковкина В. Ф.* Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., «Наука», 1967.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В., Самыгин С. Г.* Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Сабдюшев Ш. Ш., Успанов Р. Р.* Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау.— Геотектоника, 1971, № 5.
- Христов Е. В., Колесников В. А.* О возрасте атбашинской свиты и ее положении в региональной структуре Тянь-Шаня.— Геол. сб., Львовск. геол. о-ва при ун-те, 1966, № 10.
- Христов Е. В.* Некомпенсированные прогибы Кок-Шаала.— В сб.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1970.

Институт сейсмологии  
г. Фрунзе

Статья поступила  
3 февраля 1977 г.

УДК 551.243.4

**С. А. КУРЕНКОВ****СЕРПЕНТИНИТОВЫЙ МЕЛАНЖ И ОЛИСТОСТРОМОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ АЛАЙСКОГО ХРЕБТА (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)**

Рассматривается строение серпентинитового меланжа и олистостромовых толщ, развитых в предгорьях Алайского хребта. Установлено, что олистострома, развитая в пределах Канской полосы меланжа, имеет преимущественно офиолитовый и зеленосланцевый состав, а в Восточном Карачатуре сложена в основном терригенным и карбонатным материалом.

Формирование полимиктового серпентинитового меланжа и накопление олистостром обусловлены тектоническим сжатием геосинклинали, начавшимся в намюрское время и завершившимся к позднемосковскому веку среднего карбона.

Исследования последних лет показывают, что в пределах Южного Тянь-Шаня довольно широко развиты породы офиолитовой ассоциации. Как правило, они представлены сложнодислоцированными тектоническими образованиями типа серпентинитового меланжа (Макарычев, Куренков, 1974; Макарычев, Штрейс, 1973; Старцев, 1976, и др.). В единичных случаях сохраняются разрезы с ненарушенными соотношениями между членами офиолитовой ассоциации (Макарычев, Висьневский, 1973; Макарычев, 1974). Обычно такие разрезы развиты в верхних тектонических покровах (Буртман, 1976).

Изучение офиолитов большинства складчатых областей мира показывает, что процесс формирования меланжа длителен и происходит в несколько этапов (Книппер, 1972; Перфильев, Руженцев, 1973). Одним из главных этапов меланжирования офиолитовых комплексов является стадия тектонического скучивания. С этим же процессом связано образование олистостромовых толщ.

Олистостромовые толщи Алайского хребта в отличие от серпентинитового меланжа описаны в недостаточной степени. В статье анализируется строение олистостром, ассоциирующих с серпентинитовым меланжем.

В Алайском хребте выходы офиолитов сосредоточены в предгорной части. Они слагают две узкие линейные зоны, в которых офиолиты прослеживаются в виде тектонически разобщенных фрагментов.

Северная зона, примеры которой рассматриваются в настоящей статье, связана с крупным разломом, по которому палеозойские отложения Южного Тянь-Шаня надвинуты на мощные мезозойско-кайнозойские толщи Ферганской впадины.

**КАНСКАЯ ПОЛОСА СЕРПЕНТИНИТОВОГО МЕЛАНЖА**

Среди офиолитов Алайского хребта канский серпентинитовый меланж изучен лучше других (Макарычев, Висьневский, 1973; Макарычев, Куренков, 1974).

Меланж прослеживается в виде узкой полосы (длина 25 км, ширина от 1 до 4 км) (рис. 1), сложенной интенсивно тектонизированными и милонитизированными хризотил-антигоритовыми серпентинитами, сре-

ди которых располагается большое количество тектонических блоков. Размеры блоков изменяются в широких пределах от десятков метров до первых километров.

Данные бурения показывают, что меланж развит не только на уровне современного эрозионного среза, но и прослеживается на глубину в несколько сот метров.

В целом меланж образует мощную тектоническую пластину, надвинутую в северном направлении на мезозойские отложения Ферганской впадины. С юга на меланж надвинута ниже- и среднекаменноугольная

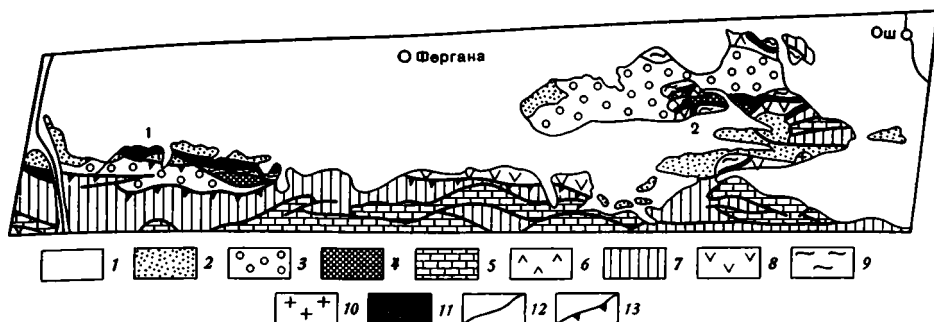


Рис. 1. Схема расположения серпентинитового меланжа: 1 — Канская полоса; 2 — Восточно-Карачатурская полоса

1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — мезозойские отложения: известняки, конгломераты; 3 — молассовая формация ( $C_2m_2-P$ ): конгломераты; 4 — олистоострововой комплекс ( $aC_2n-pC_2m_2$ ): глыбовые конгломераты, брекчии, конгломерато-брекчии; 5 — девонско-среднекаменноугольные карбонатные отложения; 6 — девонско-нижнекаменноугольные эффузивы спилитового и андезитового состава; 7 — силурийские терригенные отложения: граптолитовые сланцы, алевролиты, песчаники; 8 — сарталинская свита и ее аналоги, ордовик — силур (?): пикриты, спилиты, диабазы, кремни; 9 — канская свита, верхний рифей (?): зеленые метаморфические сланцы; 10 — граниты и гранодиориты каменноугольного и пермского возраста; 11 — перидотиты, гарцбургиты, серпентиниты; 12 — разломы; 13 — крупные надвиги

( $C_1n_1-C_2m_2$ ) слоистая толща. Анализ геофизических данных показывает, что офиолиты образуют пластинообразное тело, круто падающее на юг и прослеживающееся на значительную глубину.

Состав тектонических блоков, вовлеченных в меланж, разнообразен: серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, массивные хризотил-антигоритовые серпентиниты с баститом, антигоритовые серпентиниты с крупными (10—15 см) фенокристаллами обыкновенной роговой обманки, уралитизированное габбро, родингиты, офикальциты, листвениты, спилиты, микродиабазы, яшмы, кремни, зеленые метаморфические сланцы, известняки массивные и слоистые, конгломераты и другие породы. В крупных блоках сохраняются фрагменты разрезов слоистых толщ.

В восточной части Канской полосы обнажается своеобразная толща, представленная почти несортированными конгломерато-брекчиями с отдельными олистолитами, величина которых может достигать нескольких сотен метров.

Особенности строения этой толщи хорошо устанавливаются на примере разреза горы Сахарная голова (рис. 2, III). Здесь на тектонизированных серпентинитах залегают:

1 — брекчия, состоящая из обломков кварц-хлорит-эпидот-актинолит-серицитовых сланцев, кремней и кремнистых сланцев. Обломки обычно угловатые, не окатанные. Размеры их варьируют от 2—3 до 10 см. Распределение их в цементе крайне неравномерное. Цемент карбонатный, замусорен продуктами размыва метаморфических пород. Мощность брекчии около 30 м;

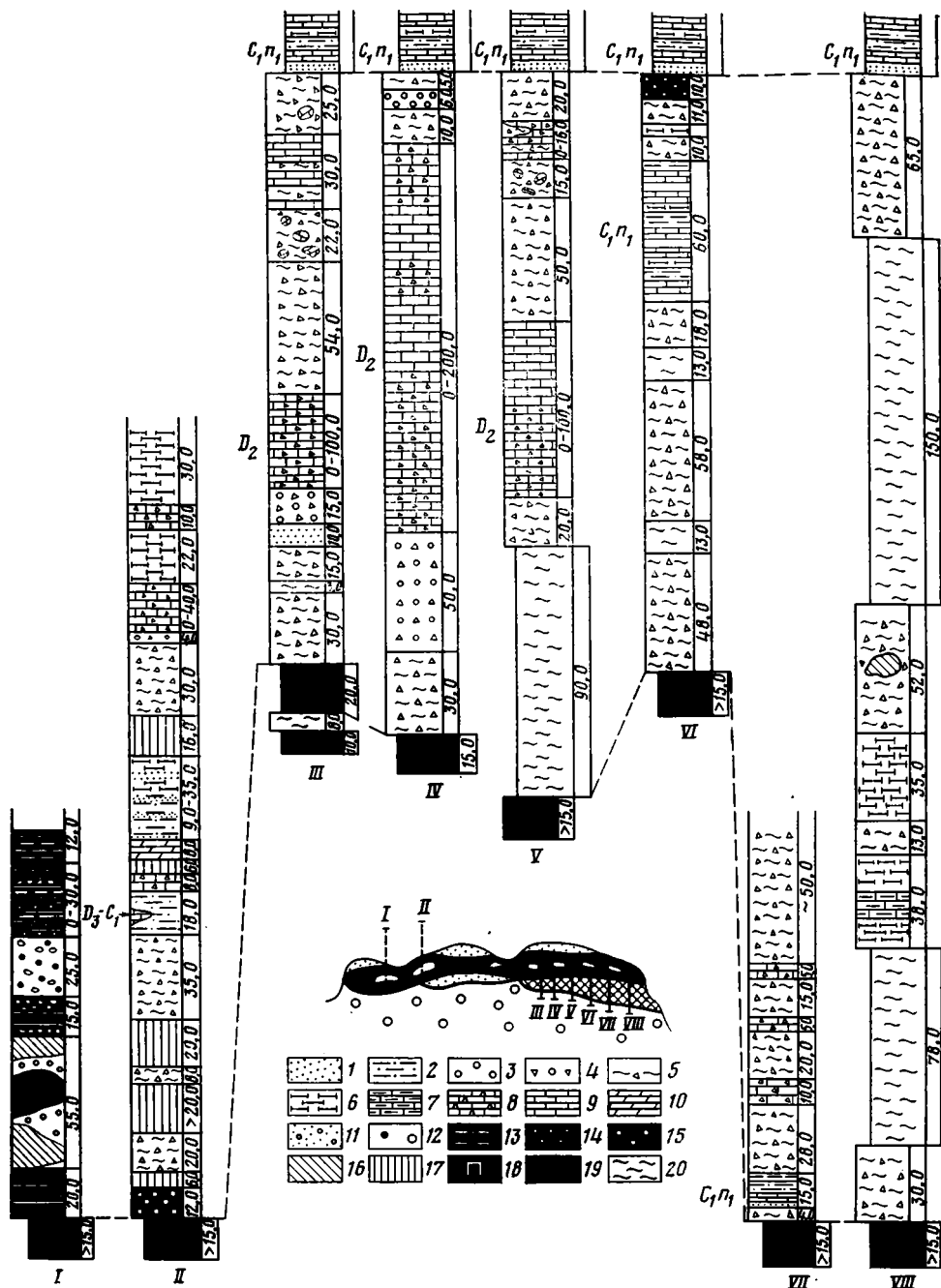


Рис. 2. Разрезы олигостромовой толщи Канской полосы (на врезке показан план полосы с нанесенными линиями профилей, по которым составлены разрезы)

1 — песчаники; 2 — алевролиты и аргиллиты; 3 — конгломераты; 4 — конгломерато-брекчии; 5 — зеленосланцевые брекчии; 6 — кремни; 7 — сургучные яшмы; 8 — обломочные известняки; 9 — известняки; 10 — доломиты; 11 — конгломерато-брекчии с преобладанием офикальцитового материала; 12 — конгломерато-брекчии с преобладанием офикальцитового и серпентинитового материала; 13 — серпентинитовые алевролиты и аргиллиты; 14 — серпентинитовые песчаники; 15 — серпентинитовые конгломераты; 16 — офикальциты; 17 — листвениты; 18 — перидотиты; 19 — серпентиниты; 20 — зеленые метаморфические сланцы (хлорит-серицит-эпидотового состава)

2 — олистолит эпидот-хлорит-серицитовых сланцев, мощность которых достигает 3 м;

3 — зеленосланцевая брекчия, состав которой аналогичен описанной в слое 1. Отличается преобладанием обломочной части над цементом. Мощность около 15 м;

4 — олистолит, сложенный голубовато-зелеными, плотными, существенно кварцевыми песчаниками. Мощность достигает 10 м;

5 — конгломерато-брекчия, обломочная часть которой представлена зелеными метаморфическими сланцами и известняками. Распределение обломков хаотическое. Часто наблюдается локальное преобладание известняков над сланцами и наоборот. Разрезы обломков варьируют от 1—2 до 15—18 см. Цемент карбонатно-глинистый. Мощность не менее 15 м;

6 — олистолит, представленный светло-серыми и розовато-серыми обломочными известняками с комплексом среднедевонской фауны. Мощность олистолита достигает 100 м;

7 — зеленосланцевая брекчия, аналогичная описанной в слое 1. Мощность около 54 м;

8 — зеленосланцевая брекчия, в которой наряду с обломками метаморфических пород присутствуют глыбы обломочных, пелитоморфных и песчаных известняков, крайне неравномерно распределенные в породе. Размеры глыб колеблются от 0,1—0,15 до 0,7—0,8 м. Цемент преимущественно карбонатный. Мощность брекхии не менее 22 м;

9 — зеленосланцевая брекчия, переслаивающаяся с плотными светло-серыми известняками. Общая мощность около 30 м;

10 — зеленосланцевая брекчия с глыбами известняков, аналогичная описанной в слое 8. Мощность около 25 м.

Все слои падают в южном направлении под углами в 30—35°. В крупных олистолитах (например, слой 6) Г. С. Поршняковым и А. Д. Миклухо-Маклаем (1954) собран комплекс среднедевонской фауны. Общая мощность приведенного разреза составляет 300 м. По составу и соотношениям между различными типами пород разрез является типичной олистостромовой толщей, которая слагает тектоническую пластину протяженностью не менее 10—12 км. Эта пластина надвинута на меланжированные серпентиниты или на зеленые метаморфические сланцы канской свиты. Надвиг, как правило, падает на юг под углами до 45—50°. На разрезах IV—VIII (см. рис. 2) показано строение центральной и восточной частей пластины. Состав олистостромы, слагающей пластину, принципиально не меняется с запада на восток. Подавляющее большинство пород представлено разнообразными конгломератами и брекчиями зеленосланцевого и карбонатно-кремнистого состава. В ряде случаев появляются линзовидные прослои серпентинитовых гравелитов и конгломератов (верхние горизонты разреза VI, рис. 2). Среди олистолитов помимо среднедевонских известняков (рис. 2, III, IV, V) присутствуют олистолиты, сложенные офиальцитами (рис. 2, VIII) и слоистой толщей нижнего намюра (рис. 2, VI). Последнее обстоятельство имеет принципиальное значение, так как позволяет предполагать, что нижний возрастной предел времени образования олистостромовой толщи можно определить как после ранненамюрский.

Заканчивая описание пластины, сложенной олистостромовой толщей, необходимо отметить, что мощность ее изменяется от 300 м в западной части до 500 м и более на восточном фланге. Здесь же в составе толщи появляются крупные олистоплаки, представленные зелеными метаморфическими сланцами.

На западном фланге Канской полосы меланжа присутствует большое количество блоков, сложенных обломочными породами, среди которых преобладают офиолитокластовые. Так, например, в районе родника

Орусбулак располагается блок размером  $150 \times 200$  м, в котором сохранился фрагмент следующего разреза (рис. 2, I):

1 — серпентинитовые алевролиты и аргиллиты с линзами серпентинитовых песчаников и гравелитов. Кроме хризотил-антигоритовых серпентинитов, составляющих 99% обломочного материала, присутствуют высокохромистые хромшпинелиды и магнетит. Цемент обычно серпентинитовый с небольшой примесью карбонатного материала. Мощность около 20 м;

2 — крупноглыбовые конгломераты. Глыбы имеют округлую форму, обычно хорошо окатаны. Представлены они, как правило, офикальцитами. В единичных случаях встречаются глыбы, сложенные серпентинизированными перидотитами. Цементируются глыбы светло-розовым известняком, который замусорен офикальцитовой галькой. Обычно цемент типа заполнения пор или облекания. Мощность глыбового горизонта около 55 м;

3 — незакономерно переслаивающиеся серпентинитовые песчаники, гравелиты и конгломераты. Окатанность обломков хорошая. Наблюдается небольшая примесь карбонатного материала как в обломках, так и в цементе. Присутствуют обломки хромшпинелидов. Прослой линзовидный. Максимальная мощность достигает 15 м;

4 — конгломерато-брекчии с хаотическим распределением обломочного материала. Среди обломков и галек преобладают антигорит-хризотилитовые серпентиниты, часто с баститом, и офикальциты. Встречаются светло-серые кристаллические известняки. Размеры обломков и галек изменяются от первых сантиметров до десятков сантиметров. Цемент карбонатный, в локальных участках наблюдается замещение на серпентинитовый. Мощность слоя достигает 25 м;

5 — переслаивающиеся серпентинитовые аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты. Породы аналогичны описанным в слоях 1 и 3. В целом пачка образует линзовидный прослой, максимальная мощность которого не менее 30 м;

6 — серпентинитовые алевролиты и аргиллиты, видимая мощность которых около 12 м.

В приведенном примере наблюдается наиболее представительный из известных нам в Канской полосе разрез офиолитокластовой олистостромовой толщи. Обычно в блоках среди меланжированных серпентинитов наблюдается одна или две разновидности офиолитокластовых пород: брекчии, конгломерато-брекчии, глыбовые конгломераты и другие породы, имеющие серпентинито-офикальцит-известняковый состав. Нередко встречаются блоки, сложенные тонкими разностями (аргиллиты, алевролиты) с единичными олистолитами серпентинитов, офикальцитов и известняков.

В конгломерато-брекчиях и глыбовых конгломератах нередко встречаются гальки и небольшого размера глыбы, представленные офиолитокластовыми породами — серпентинитовыми песчаниками и конгломератами, серпентинито-офикальцитовыми конгломерато-брекчиями.

В разрезе горы Карбонатная (левобережье р. Шунк, рис. 2, II) в основании залегают серпентинитовые гравелиты и конгломераты с олистолитами лиственитового состава. На них залегают зеленосланцевые брекчии и конгломерато-брекчии, аналогичные описанным в разрезе горы Сахарная голова. С другой стороны, в офиолитовой олистостроме встречаются единичные обломки и олистолиты зеленых сланцев. Опираясь на эти данные, можно предположить; что офиолитовая олистострома составляет нижнюю часть единой зеленосланцево-офиолитовой олистостромовой толщи.

Известные трудности встречает вопрос определения времени образования олистостромовой толщи, так как неизвестны находки фауны в цементе. В позднемосковское время на всем Южном Тянь-Шане начина-

ется накопление моласс, которые «запечатывают» покровы. Следовательно, покровообразование и вызванное им накопление олистостром происходило до этого времени. Выше, при описании зеленосланцевой олистостромы, были приведены доказательства того, что ее накопление могло происходить только после ранненамюрского времени. Таким образом, олистостровая толща, распространенная в пределах Канской полосы, накапливалась за короткий промежуток времени. Такие случаи «быстрого» накопления мощных олистостром известны, например, в пределах Альпийского пояса (Леонов, 1975).

Заканчивая описание строения Канской полосы серпентинитового меланжа, необходимо подчеркнуть, что здесь тектонически перемешаны комплексы пород, являющиеся индикаторами определенных событий в истории геологического развития Южного Тянь-Шаня. Это прежде всего породы меланократского фундамента, океанической стадии и комплексы, образование которых связано со сжатием и покровообразованием, т. е. олистостромы. По своему строению и составу Канский серпентинитовый меланж соответствует выделенному на Урале полимиктовому типу меланжа (Пейве и др., 1974).

### ВОСТОЧНО-КАРАЧАТЫРСКАЯ ПОЛОСА СЕРПЕНТИНИТОВОГО МЕЛАНЖА

Восточно-Карачатырская полоса расположена восточнее Канской, от которой удалена на 150 км (см. рис. 1).

Полоса меланжа имеет протяженность около 50 км при ширине до 10 км (рис. 3). С севера и запада меланж перекрыт конгломератами карбона и перми, а с востока и юга — чехлом молодых отложений. Небольшие выходы серпентинитов в долине р. Араван позволяют предполагать восточное продолжение зоны не менее чем на 10 км.

Основным структурным элементом Восточно-Карачатырской полосы являются крупные тектонические блоки, разделенные узкими, часто вы-

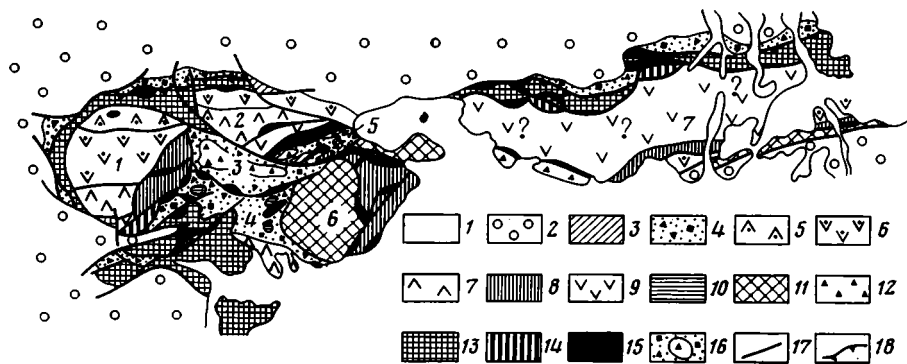


Рис. 3. Схема строения серпентинитового меланжа Восточного Карачатюра. Блоки: 1 — Тешикташский; 2 — Тогузбулакский; 3 — Улутагский; 4 — Найманский; 5 — Чонкойский; 6 — «Южная антиклиналь»; 7 — Восточный

1 — четвертичные отложения; 2 — каменноугольная и пермская системы: конгломераты, песчаники; 3 — нижний карбон: известняки; 4 — олистостромовый комплекс, глыбовые конгломераты и конгломерато-брекчии; 5 — верхний девон — нижний карбон: спилиты, диабазы с прослоями известняков; 6 — средний — верхний девон, араванская свита: эффузивы основного состава с дайками габбро-диабазов; 7 — нижний девон, яшская свита: эффузивы основного состава с прослоями песчаников; 8 — нижний и верхний силур, пургонская свита: граптолитовые сланцы, песчаники, аргиллиты; 9 — нижний палеозой (?): диабазы, подушечные спилиты; 10 — средний и верхний кембрий: битуминозные известняки; 11 — нижний кембрий: спилиты, кератофиры, линзы известняков; 12 — венд: известняки; 13 — верхний рифей (?), канская свита: зеленые метаморфические сланцы; 14 — гипербазиты и габбро; 15 — серпентиниты; 16 — крупные олистолиты; 17 — разломы; 18 — надвиги



клинивающимися зонами интенсивно тектонизированных серпентинитов. Блоки, как правило, имеют изометричную полигональную форму. Размеры в поперечнике могут достигать первых километров. В силу незначительной тектонической нарушенности самих блоков можно с достаточной степенью детальности изучить их внутреннее строение. Рассмотрим несколько характерных примеров.

Тешикташский блок расположен на западном фланге полосы в районе сухого русла р. Тешикташ (см. рис. 3, 1).

Основание наблюдающегося здесь разреза слагают плотные серпентинизированные дуниты и гарцбургиты. Видимая мощность гипербазитов около 10—12 м. Выше залегают мелкозернистые габбро и габбро-диабазы, мощность которых не более 10 м. Они имеют тектонический контакт с нижележащими гипербазитами.

Выше наблюдается мощный разрез основных вулканитов, имеющий с гипербазитами и габбро-диабазами тектонический контакт:

1 — спилиты, микрокристаллические диабазы, вариолиты. Нередко наблюдаются миндалекаменные разности этих пород. Подушечная отдельность сравнительно редка. Суммарная мощность эффузивов достигает 350 м;

2 — мелко- и среднезернистые существенно кварцевые песчаники с единичными линзами светло-серых кристаллических известняков. По слоистости в песчаниках устанавливается отчетливое падение толщи в северных румбах под углами в 30—40°. Мощность слоя около 40 м;

3 — микродиабазы и спилиты, обычно миндалекаменные. Характерна подушечная отдельность. Миндалины обычно выполнены кальцитом, в редких случаях эпидотом. Толща прорвана большим количеством даек диабазов и габбро-диабазов. Общая мощность слоя около 450 м;

4 — крупно- и среднезернистые существенно кварцевые песчаники с неравномерно распределенной примесью туфогенного материала. Мощность достигает 22 м;

5 — спилиты, сильно кальцитизированные. Мощность около 5—6 м;

6 — линзовидные прослои светло-серых и светло-розовых известняков. Максимальная мощность достигает 25 м;

7 — мелко- и среднезернистые туфопесчаники. Встречаются крупнозернистые разности, в которых преобладает кварцевый материал. Мощность слоя не превышает 6 м;

8 — андезитовые порфириты. Крупность порфировых выделений возрастает от подошвы к кровле. Мощность слоя около 55 м;

9 — зеленые и зеленовато-серые кремни и кремнистые сланцы. Мощность около 2 м;

10 — андезитовые порфириты с прослоями туфопесчаников. Мощность не менее 10—12 м.

Из приведенного разреза видно, что общая мощность эффузивной толщи достигает 1 км, но и она не является полной, так как верхняя граница толщи, равно как и нижняя, тектонические. В верхних частях разреза, в линзовидных прослоях известняков И. Л. Тесленко собрана фауна позднедевонско-раннекаменноугольного возраста. Вопрос о возрасте нижней и средней частей разреза остается открытым.

На эффузивную толщу надвинуты метаморфические сланцы канской свиты. Они представлены в нижней части розовыми и малиновыми апоглинистыми сланцами, а верхние горизонты сложены разнообразными хлорит-серицит-эпидот-актинолитовыми апоэффузивными породами. Мощность метаморфических сланцев достигает нескольких сотен метров.

Из описания видно, что Тешикташский блок состоит из трех тектонических пластин: нижняя — гипербазит-габбровая, средняя, сложенная эффузивами основного состава, и наконец, верхняя, представленная зе-

ленными метаморфическими сланцами. Нижняя пластина в отличие от двух других характеризуется сильно редуцированной мощностью.

Сходными чертами строения обладают Тогузбулакский тектонический блок и в какой-то мере Восточный (см. рис. 3).

Иное строение имеет блок, известный в литературе под названием «Южная антиклиналь». В разрезе этого блока выделяются две толщи: нижняя, мощностью до 650 м, представленная в основном миндалекаменными спилитами и диабазами, нередко с подушечной отдельностью. Верхняя толща, мощность которой не менее 500 м, залегает на нижней согласно. Она сложена туфопесчаниками, туфоконгломератами с редкими прослоями спилитов, кератофирами и кварцевыми кератофирами. Спилиты имеют резко подчиненное значение. Венчается разрез линзовидными прослоями известняков с фауной нижнего кембрия (Тесленко, Журавлева, 1974).

Между Тешикташским, Тогузбулакским блоками и «Южной антиклиналью» в виде крупных тектонических блоков располагается толща, представленная олистостромой (см. рис. 3, 3—5).

Цементом этой толщи являются песчано-глинистые породы, в которых располагаются крупные олистолиты. Размер олистолитов может достигать первых километров. В локальных участках наблюдаются конгломерато-брекчии, глыбовые конгломераты и другие грубообломочные осадочные породы, характерной чертой которых является хаотичное распределение обломочного материала в карбонатно-песчано-глинистом цементе. Фрагмент строения олистостромовой толщи в Чонкойском блоке показан на рис. 4.

Среди олистолитов присутствуют: известняки венда (Макарычев, Куренков, 1974), битуминозные известняки среднего и верхнего кембрия (Комишан, 1925), терригенные и карбонатные толщи силура, известняки нижнего карбона. Встречаются олистолиты, сложенные эффузивами основного состава неясного возраста. Галька основных эффузивов широко распространена в конгломератовых фациях.

Как и для Канской полосы, здесь значительные трудности встречает определение времени образования олистостромы. Фауна в цементе неизвестна. Наиболее молодые олистолиты представлены известняками нижнего карбона, т. е. олистострома накапливалась после раннего карбона.

Заканчивая разбор строения Восточного Карачатыра, необходимо подчеркнуть одну характерную особенность. Перечисленные выше тектонические блоки отделены друг от друга крутыми разломами, по которым тектонически внедрены серпентиниты, образующие в плане узкие линзовидные зоны. Серпентиниты в этих линзах интенсивно перетерты и милонитизированы. В качестве примера можно рассмотреть Тогузбулакскую тектоническую линзу, которая отделяет Тогузбулакский тектонический блок от Чонкойского (см. рис. 3). Основная масса пород в линзе представлена тектонизированными серпентинитами, в которых в виде небольших тектонических отторженцев «плавают» плотные массивные баститовые серпентиниты, серпентинизированные гарцбургиты родингиты, офикальциты. Наблюдаются единичные дайки габбро-диабазов небольшого размера, которые имеют тектонический контакт с вмещающими их разлинзованными серпентинитами. На основании того, что в ряде мест удается наблюдать реликтовые зоны закалки в габбро-диабазе, отчетливо выделяющиеся по темному цвету и микрокристаллической структуре, можно предполагать первично магматическую природу даек. В других серпентинитовых линзах, находящихся в аналогичной структурной позиции, встречаются тектонические отторженцы пород, отколотых от блоков, между которыми серпентиниты выдавлены.

Исходя из особенностей строения Восточного Карачатыра, можно заключить, что здесь мы наблюдаем серпентинитовый меланж двух порядков: макромеланж, отличительной чертой которого являются значитель-

ные размеры слагающих его элементов, и меланж нормального ряда, который отличается от Канского бедностью состава своих компонентов.

В пределах Восточного Карачатыра в ряде мест удается наблюдать, что конгломераты верхнемосковского подъяруса перекрывают серпентинитовый меланж, в состав которого уже входили тектонические блоки, сложенные олистостромовой толщей. Таким образом, образование меланжа, как и предшествовавшее ему формирование олистострома, должно было происходить до позднемосковского века среднего карбона.

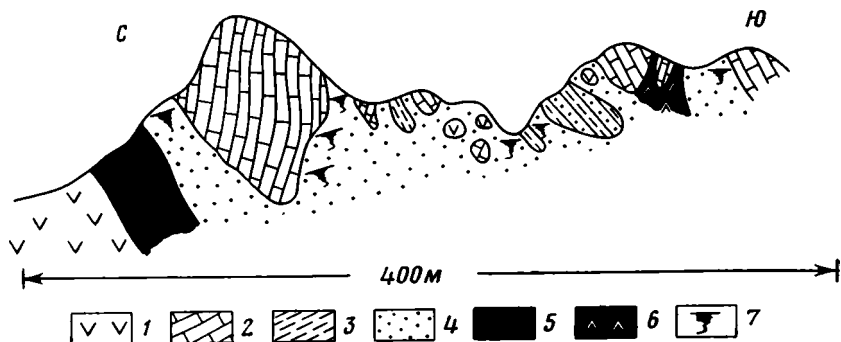


Рис. 4. Схематическая зарисовка фрагмента олистостромовой толщи в 400 м к юго-западу от родника Тогузбулак

1 — эффузивы; 2 — известняки; 3 — глинистые сланцы; 4 — песчаники и алевролиты; 5 — серпентиниты; 6 — лиственизированные серпентиниты; 7 — задернованные участки

тинитовый меланж, в состав которого уже входили тектонические блоки, сложенные олистостромовой толщей. Таким образом, образование меланжа, как и предшествовавшее ему формирование олистострома, должно было происходить до позднемосковского века среднего карбона.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнительный анализ серпентинитового меланжа Кана и Восточного Карачатыра показывает, что в их строении много общего. И в том и в другом случае меланж представлен полимиктовым типом, существенную роль в составе которого играют блоки, представленные олистостромовыми толщами. Существующие различия в основном связаны с размерами тектонических блоков и процентным соотношением между тектонизированной серпентинитовой массой и блоками.

Значительные различия наблюдаются в строении олистостромовых толщ, особенно в составе олистолитов. Вероятнее всего, это связано со сложным и неоднородным строением пакета тектонических пластин, участвовавшего в покровообразовании.

Определение времени завершения главного этапа олистостроообразования и меланжирования, а следовательно, и вызвавшего их тектонического скупивания не встречает каких-либо трудностей. Выше были приведены данные, однозначно свидетельствующие, что эти процессы завершились к позднемосковскому веку. Что же касается определения начала времени этих процессов, то тут дело обстоит много сложнее.

Рассмотрим сначала вопрос, связанный с определением времени начала накопления олистострома.

Фауна в цементе олистостромовых толщ, связанных с Канской и Восточно-Карачатырской полосами меланжа, не обнаружена.

Опираясь на данные А. Е. Михайлова (1947) о находке намюрской фауны в цементе толщ, строение и состав которой аналогичен Восточно-Карачатырской олистостроме, мы можем говорить о том, что ее образование началось в намюрское время. Этот вывод подтверждается тем, что в рассматриваемых олистостромах олистолитов моложе нижнего намюра не встречено.

Таким образом, этап тектонического скучивания для Алайского хребта был растянут во времени от намюрского века раннего карбона до начала позднемосковского века среднего карбона.

Время начала основного этапа образования меланжа геологически данными не фиксируется. По аналогии с другими районами можно предполагать, что формирование полимиктового серпентинитового меланжа происходило в течение всего этапа тектонического скучивания.

Присутствие в меланже блоков, сложенных олистостромами, показывает, что меланжеобразование происходило и после накопления олистостром. Возможно, это связано с тем, что в начале скучивания вследствие резкого латерального сокращения региона преимущественно идет образование олистостром, тогда как в конце скучивания, когда возможности латерального сокращения практически исчерпаны, начинается преобладание скалывающих деформаций, происходит заключительная фаза образования полимиктового меланжа.

Такие выводы хорошо согласуются с общей направленностью осадконакопления в Южном Тянь-Шане. С визейского века, видимо в результате общего сжатия геосинклинали, начинают появляться терригенные и грубообломочные толщи, появляются перерывы в осадконакоплении. Нарастание сжатия приводит к образованию покровов и накоплению олистостром начиная с намюрского века раннего карбона. На этом же этапе породы офиолитовой ассоциации выводятся в верхние горизонты земной коры, о чем свидетельствует присутствие офиолитов в олистостромах.

В конце раннемосковского века началось мощное складкообразование, сопровождавшееся интенсивным формированием меланжей. В верхнемосковское время развивались наложенные прогибы, заполнявшиеся молассами. Следующий этап деформаций проявился в ранней перми. В результате надвиговые поверхности были смяты в складки, что обусловило сложный тектонический рисунок Алайского хребта.

#### Литература

- Буртман В. С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М., «Наука», 1976.
- Книппер А. Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— Геотектоника, 1972, № 6.
- Комишан И. С. Находка кембрия в Тянь-Муюнском районе (Восточная Фергана).— Вестник Геол. ком-та, 1925, № 4.
- Леонов М. Г. Дикий флиш Альпийской области. М., «Наука», 1975.
- Макарычев Г. И. Проблема становления «гранитного» слоя земной коры на примере Западного Тянь-Шаня.— Геотектоника, 1974, № 5.
- Макарычев Г. И., Висьневский Я. С. Путеводитель к экскурсиям международного симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., «Наука», 1973.
- Макарычев Г. И., Куренков С. А. Палеозойский серпентинитовый меланж Канской полосы (Южный Тянь-Шань).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, № 4.
- Макарычев Г. И., Штрейс Н. А. Тектоническое положение офиолитов Южного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5.
- Михайлов А. Е. О происхождении глыб-утесов в нижнекаменноугольных отложениях восточной части Алайского хребта.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1947, № 2.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. Л., Руженцев С. В., Самыгин С. Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1974.
- Перфильев А. С., Руженцев С. В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах.— Геотектоника, 1973, № 3.
- Поршняков Г. С., Миклухо-Маклай А. Д. К стратиграфии и фацальной характеристике девонских отложений Южной Ферганы.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1954, № 1.
- Ставцев О. А. Офиолиты и вулканогенные толщи хребта Северный Нурау (Южный Тянь-Шань). 1976. Автореф. канд. дис. Ин-т геол. и геофиз., Новосибирск.
- Тесленко И. Л., Журавлева И. Т. Нижний кембрий в горах Карачатыр.— В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. М., «Наука», 1974.

УДК 551.243.4(517)

О. Д. СУЕТЕНКО, Е. В. ГОЛОВЧЕНКО, Г. ЭЭНЖИН

**ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ  
В ВОСТОЧНЫХ ОТРОГАХ ГОБИЙСКОГО АЛТАЯ  
(ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ)**

В итоге изучения стратиграфии и структур палеозоя в Мандалобинском районе Южной Монголии установлены покровные структуры с тектоническим совмещением фациально-отличных толщ силурийского и раннедевонского возраста — рифогенных известняков и карбонатно-эффузивно-терригенных образований. Аллохтон складывается силурийско-нижнедевонскими карбонатными породами и тектонически перекрывает силурийские, нижне-среднедевонские и нижнекаменноугольные породы. Возраст аллохтонных и автохтонных образований обосновывается находками фауны.

Герциниды Южной Монголии принадлежат к линейным эвгеосинклинальным системам, для которых весьма характерны покровные дислокации (Пейве и др., 1972). В Южно-Монгольской эвгеосинклинали шарьяжные перекрытия, сопровождающиеся серпентинитовым меланжем, установлены во внутренней ее зоне в хр. Дзолен и около пос. Ула-Хид (Суетенко, 1973; Зоненшайн и др., 1975). Более того, некоторые материалы позволили А. Б. Дергунову, Н. С. Зайцеву, А. А. Моссаковскому и А. С. Перфильеву (1971) высказать предположение об аллохтонном происхождении докембрийско-раннепалеозойских образований, развитых по юго-восточному обрамлению Южно-Монгольской эвгеосинклинали. Что же касается внешней, северной зоны герцинид, примыкающей к каледонидам Центральной Монголии, то, по опубликованным материалам, она имеет сравнительно простое линейно-блоковое строение, с чередованием крутопадающих и опущенных клиньев. Лишь в центральной части Гобийского Алтая (Баянлэгская зона) Л. П. Зоненшайн и И. Б. Филиппова отмечали Харатологийский надвиг, по которому нижнесилурийские породы надвинуты на средне-верхнедевонские (Геология Монгольской Народной Республики, т. II, 1973).

Материалы, полученные авторами в 1973—1974 гг. при изучении палеозоя Мандалобинского района в восточных отрогах Гобийского Алтая, в значительной мере меняют традиционные представления о строении внешней зоны герцинид и указывают на существенную роль шарьяжных перекрытий в этом регионе.

Мандалобинский низкогорный массив расположен в 100 км к северу от аймака Далан-Дзадагад (рис. 1, врезка). Он возвышается на 200—500 м над смежными мезозойско-кайнозойскими депрессиями и протягивается в широтном направлении на 100 км при ширине в 30 км. В пределах массива обнажаются преимущественно палеозойские образования (рис. 1), среди которых авторы, Т. Т. Шаркова, а также А. П. Зинков, Л. Л. Шатрубов, Н. А. Борщова и А. Ф. Бойшенко установили фаунистически охарактеризованные силурийские, девонские, нижнекаменноугольные и пермские отложения (Суетенко и др., 1977).

В рельефе массива четко выделяются скалистые гряды и невысокие хребты с одной стороны, сглаженные понижения, изрезанные сетью не-

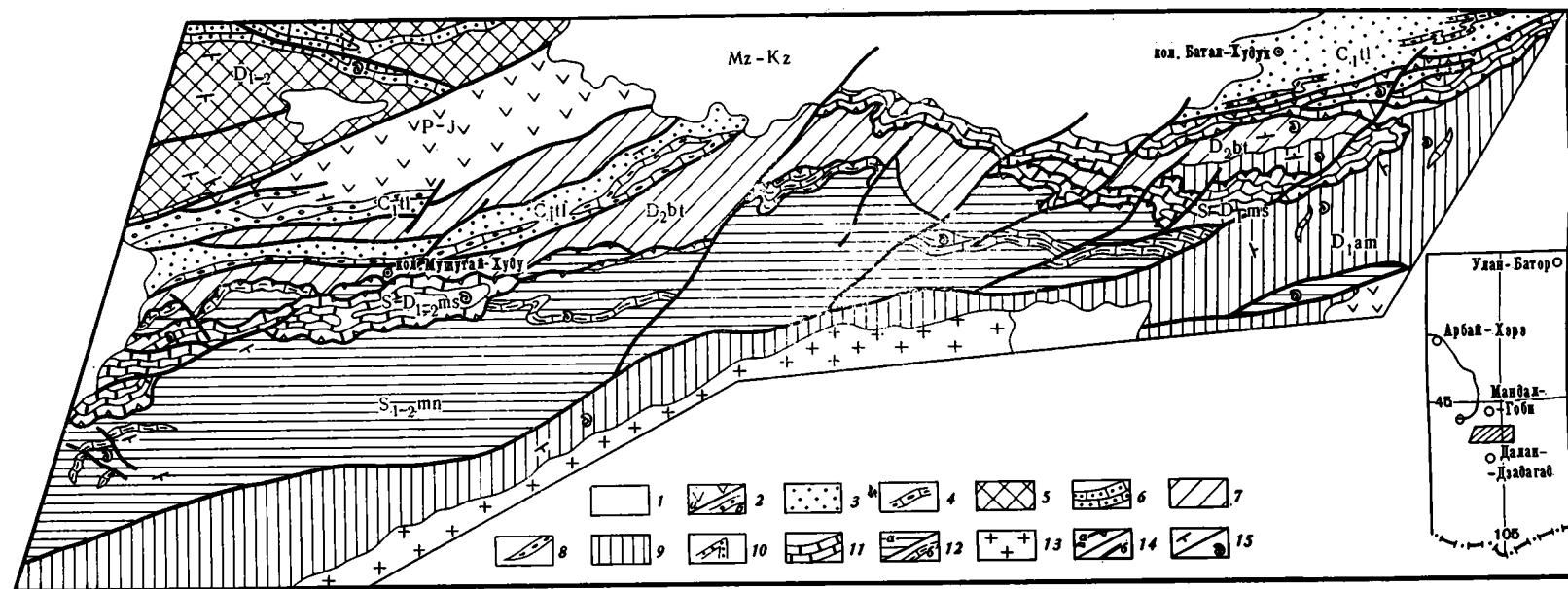


Рис. 1. Геологическая схема Мандалобинского района

1 — мезозой — кайнозой, 2 — пермь — юра (а — вулканогенные породы, б — конгломераты, туфопесчаники, туфогравелиты), 3, 4 — нижний карбон, талаинская свита (3 — песчаники, глинистые сланцы, алевролиты, 4 — известняки), 5, 6 — нижний — средний девон, нерасчлененный (5 — терригенные породы, 6 — известняки), 7 — средний девон, баталхудукская свита, 8 — базальные конгломераты баталхудукской свиты (на рис. 3 и 4), 9 — нижний девон, амаинская свита, 10 — маркирующие горизонты песчаников в амаинской свите (на рис. 3), 11 — силур — нижний девон, мушугайская свита, 12 — нижний — верхний силур, мандалобинская свита (а — терригенные породы, б — известняки); 13 — каменноугольные гранитоиды, 14 — разломы (а — пологопадающие, б — крутопадающие), 15 — другие обозначения: а — элементы залегания, б — места сборов фауны. На врезке показано положение района в Южной Монголии.

глубоких саев и промоин — с другой. Положительные формы рельефа сложены, как правило, массивными известняками, а в понижениях выходят преимущественно терригенные породы. Как выяснилось при палеонтологических исследованиях, известняки одновозрастны значительной части окружающих их терригенных пород, так что в составе толщ



среднего палеозоя обособляются два различных литолого-фациальных типа разреза — карбонатный (рифовых известняков) и существенно терригенный с прослоями известняков и вулканогенных пород (рис. 2).

#### ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДКОВ

Карбонатному (рифовому) типу разреза отвечает мушугайская свита (S—D<sub>ms</sub>), лучше всего изученная на западе района непосредственно южнее колодца Мушугай-Худук. Свита сложена неслоистыми массивными, реже толстоплитчатыми известняками, суммарная мощность которых не менее 300 м; они образуют гряду протяженностью около 10 км и шириной 2—4 км. В ряде участков среди известняков собраны силурийские ругозы *Pycnostylus guelphensis* Whit., *Circophyllum variabilis* (Zheld.), табуляты *Palaeofavosites* cf. *angoporoides* Tes., *Halysites* sp.<sup>1</sup> и брахиоподы *Conchidium* sp.; на северо-западе гряды в совместном нахождении найдены силурийские ругозы *Neobrachyelasma balchaschica* Nik., *Entelophyllum uralicum* (Soshk.), а также нижнедевонские ругозы *Spongophylloides perfecta* (Wedk.), *Spongophyllum halysitoides* Ether. и табуляты *Pachyfavosites gincingeri* Mir., *Striatopora* aff. *longa* Kok., *Favosites* aff. *socialis* forma *typica* Dub. Мушугайские известняки развиты и на востоке района, где южнее колодца Батал-Худук (субпараллельно одна другой) на расстоянии 10 км прослеживаются две широтные гряды массивных бесструктурных, нередко перекристаллизованных и рассланцованных известняков, редко глинисто-известковистых сланцев. В 3,5 км юго-восточнее колодца Батал-Худук в них найдены криноидеи, относящиеся к верхнесилурийским—нижнедевонским видам *Asperocrinus echinatus* (Yelt.), *Antinocrinus* cf. *primaevus* (Yelt.), *Medinecrinus radialis* (Yelt) и к чисто силурийским видам *Bistrowicrinus* cf. *quinquelobatus* (Yelt.), *Pentagonocyclicus* cf. *sulcatus* Schew. В 4 км южнее того же колодца в известняках спорадически

<sup>1</sup> Остатки ископаемых определяли Т. Т. Шаркова, Л. М. Улитина, Г. Т. Ушатинская, А. И. Положихина, Р. М. Горюнова, И. П. Морозова.

встречены обильные, но плохо сохранившиеся остатки мшанок и кораллов, среди которых присутствуют нижнедевонские табуляты *Favosites* aff. *pseudosocialis* Dub., *Thamnopora* sp. Органические остатки показывают, что мушугайская свита отвечает по возрасту большей части силура (исключая лландоверийский ярус) и нижнему девону. Весьма вероятно, что детальное изучение известняковых массивов позволит выделить силурийские отложения от нижнедевонских. Имеющиеся данные позволяют рассматривать мушугайские известняки как долгоживущий рифовый массив.

**Терригенный тип разреза** охватывает возрастной интервал от низов силура до низов карбона включительно и включает четыре свиты (см. рис. 2).

Для мандалобинской свиты ( $S_{1-2}$  мп) наиболее характерны хорошо отсортированные однородные алевролиты и песчаники, полимиктовые и кварц-полевошпатовые; изредка отмечаются тонкие (10—15 см) прослои пелитоморфных известняков. Песчаники и алевролиты образуют или мощные однообразные горизонты (20—50 м), или пачки частого (по 10—20 см) переслаивания. В нижней и средней части разреза среди терригенных пород прослеживаются протяженные горизонты биогермных известняков мощностью до 50 м. Суммарная мощность свиты около 2000 м. Нижняя часть мандалобинской свиты охарактеризована венлокскими табулятами *Catenipora exilis* Eichw., *Palaeofavosites angoporoides* Tes., *Favosites moyeroensis* Tes., *F. hisingeri regularis* Rukh., *Multisolenia tortuosa* Fritz., *Halysites* sp.; ругозами *Pycnostylus quelphensis* Whit., *Tabularia oblonga* Zhelt., брахиоподами *Skenidiodes* sp., *Dalmanella* sp., *Conchidium* sp. Верхняя половина свиты содержит органические остатки лудловского яруса — табуляты *Palaeofavosites tardus* Chekh., *Mesofavosites ganiensis* Dz., *Favosites hisingeri regularis* Rukh., *Tuvaelites* aff. *nemisphericus* (Tchern.), *Halysites bifidus* Kov., ругозы *Tryplasma flexuosa* (Linne), *Kodonophyllum truncatum* (Linne), *Circophyllum variabilis* (Zehlt.), *Neobrachyelasma balchsichica* Nik., *Entellophyllum uralicum* (Soshk.), *Neopaliphyllum soshkini* Zhelt., брахиоподы *Conchidium* ex. gr. *knigti* Sow., *Plectatrypa* cf. *imbricata* (Sow.), *Pentamerifera* sp. В целом возраст мандалобинской свиты определяется как венлок-верхнесилурийский.

Девонские отложения представлены нижнедевонской амаинской и среднедевонской баталхудукской свитами.

Амаинская свита ( $D_{1am}$ ) суммарной мощностью около 700 м в опорных разрезах на востоке изученного района состоит из песчаников аркозовых или кварц-полевошпатовых алевролитов, гравелитов (часто номиктовых кварцевых), которые местами насыщены линзовидными телами органогенных известняков мощностью в 10—30 м. Нижние горизонты свиты (песчаники, линзы коралловых известняков), обнажающиеся юго-восточнее колодца Мушугай-Худук, срезаны продольным разломом, к северу от которого выходят песчаники и алевролиты верхов силурийской мандалобинской свиты. Значительного смещения пластов по этому разлому не устанавливается, а большое литологическое сходство пород по обе стороны разлома позволяет предполагать постепенный, согласный переход между мандалобинской и амаинской свитами. Органические остатки, среди которых многочисленны табуляты *Favosites admirabilis* Dub., *Pachyfavosites preplacenta* (Dub.), *Gephyropora multiplicata* (Dub.), *Thamnopora diserta* Mir., ругозы *Pseudomicroplasma compositum* (Soshk.), *Embolophyllum aggregatum* (Hill), *Spongophyllum halysitoides* Ether., брахиоподы *Cymostrophia* sp., криноидеи *Syndetocrinus natus* Stuk., *Pandocrinus pandus* Stuk., указывают на нижнедевонский возраст амаинской свиты.

Баталхудукская свита ( $D_{2bt}$ ) ложится на амаинскую с небольшим угловым несогласием и размывом, наблюдаемым в 3 км к юго-юго-востоку



от одноименного колодца. В ее разрезе четко выделяются два горизонта. Нижний горизонт (170—100 м), карбонатно-терригенный, в основании представлен крупногалечными конгломератами (10—20 м) с галькой и валунами органогенных известняков, а выше алевролитами и песчаниками с пластами известняков (1—10 м), представляющих собой коралловые биостромы. Верхний горизонт (100—300 м), вулканогенно-терригенный, образован зелеными, вишневыми, лиловыми, серыми кремнистыми сланцами, туфогенными и вулканическими песчаниками, алевролитами и выклинивающимися пластами андезитовых и андезито-базальтовых порфиров, их туфобрекчий, а также небольшими линзами известняков. Породы свиты (особенно в верхах разреза) насыщены многочисленными пластовыми телами диабазов и габбро-диабазов мощностью от первых метров до нескольких десятков метров.

Нижний горизонт баталхудукской свиты охарактеризован фаунистическим комплексом среднего девона (эйфель) с господством табулят *Pachyfavosites abnormis* Dub., *Squameofavosites delicatus* Dub., *Alveolites levis* Tchern., *Placocoenites medius* (Les.) и др. В верхнем горизонте встречаются плохо сохранившиеся остатки кораллов среднедевонского облика. Возраст всей свиты определен как среднедевонский.

Талаинская свита (C<sub>1</sub>tl), венчающая терригенный тип разрезов, изучена на северо-востоке Мандалобинского района. От выходов более древних пород она отделена, как правило, разломами. Свита сложена темно-серыми до черных алевролитами, листоватыми пиритовыми глинистыми сланцами, песчаниками и маломощными (1—5, редко 80—30 м), но очень выдержанными по простираению пластами битуминозных пелитоморфных известняков с остатками верхнетурнейских — визейских брахиопод *Marginata* cf. *burlingtonensis* (Hall), *Spirifer* cf. *aschliariki* Sim., *Grandispirifer mylkensis* Yang., *Dictyoclostus* sp., *Rugosochonetes* cf. *naliukini* Mon., мшанок *Fistulina inornata* Croc., *Sulcaretopora nurensis* Nekh., *Streblascopora antiqua* Sac., *Polyporella* sp., криноидей и ругоз. Видимая мощность свиты колеблется от 100 до 400 м.

Как видно из изложенного, терригенный тип разреза характеризуется господством песчаников, алевролитов, в меньшей мере глинистых сланцев и гравелитов, вмещающих линзы и прослои брахиоподово-коралловых биогермов и биостромов. Алевролиты, песчаники и гравелиты прекрасно сортированы и очень однородны по размеру обломков. Прослои различного гранулометрического состава, как правило, четко обособлены один от другого, а разнотельные породы практически отсутствуют. Окатанность обломочных частиц хорошая. Среди них преобладают кварц и полевые шпаты (кислого и среднего состава), а среди обломков пород установлены в основном алевролиты, аргиллиты, микрокварциты и серицитовые сланцы; редко встречаются мраморы и обломки интрузивных пород типа диорит-порфиров. Цемент, как правило, базального типа с обилием карбонатного вещества. В целом песчаники и алевролиты рассматриваемого фациального типа относятся или к аркозовым, или к мономиктовым кварцевым, или к полимиктовым кварц-полевошпатовым. Отличаются от названных разностей лишь туфогенные песчаники и алевролиты верхов баталхудукской свиты. Они характеризуются наличием помимо преобладающих обломков кварца и полевых шпатов угловатых частиц тех же алевролитов (автокластического генезиса), обломков кремнистых пород, пепловых туфов и эффузивов основного и среднего состава.

Имеющиеся материалы позволяют высказать определенные соображения о палеогеографической зональности силурийских и девонских отложений рассматриваемого района и о возможных пространственных соотношениях зон накопления терригенного и рифового типа осадков. Существенно терригенные осадки накапливались в мелководной морской обстановке, где были благоприятные условия для роста небольших ор-

ганогенных карбонатных построек, а активные донные течения способствовали многократному перемиыву обломочных частиц, их хорошей сортировке и окатанности. Это предположение подтверждается также структурной позицией Мандалобинского района в краевой зоне южно-монгольских герцинид, большая часть которой в силурийско-девонскую эпоху была занята мелководным шельфовым бассейном. Состав обломочного материала показывает, что снос шел с севера, из Центральной Монголии, или же с отдельных островов в пределах самой шельфовой зоны.

Рифовые известняки первого фациального типа, судя по их значительным мощностям и протяженности, длительному времени накопления, были составной частью барьерного рифа, реконструируемого рядом исследователей по границе мелководной краевой и глубоководной осевой зон южно-монгольских герцинид (Геология Монгольской Народной Республики, т. I, 1973). Как известно, крупные рифовые массивы (в том числе и барьерные) располагаются обычно по границе областей с резко различными глубинами, нередко в значительном удалении от берега континента; туда не доносится основная масса терригенного материала, выносимого с материка и препятствующего росту рифов вблизи берегов (Рухин, 1961).

Таким образом, представляется весьма вероятным, что выделенные фациальные типы силурийско-девонских осадков накапливались в двух областях, смежных по площади, но различных по условиям осадконакопления. Наблюдаемое же в настоящее время их пространственное совмещение является, как показано ниже, вторичным, тектоническим.

В породах верхнего палеозоя, представленных осадочно-вулканогенной толщей пермского (?) возраста, описанные выше типы разреза не прослеживаются. Пермские андезитовые и андезито-дацитовые порфиристы, туфопесчаники, туфогравелиты, а в низах конгломераты установлены в 3 км севернее колодца Мушугай-Худук. И. Б. Филиппова отметила несогласное налегание этой толщи на тонкообломочные породы нижнекаменноугольного (?) возраста. Из галек кремнистых туффитов в конгломератах авторы собрали мшанки *Penniretepora* sp., *Polypora* sp., *Fenestella* sp. Подобный родовой состав указывает на то, что породы галек являются скорее всего каменноугольными. Таким образом, конгломераты с этими гальками и кроющие их эффузивы моложе карбона и имеют, видимо, пермский возраст. Это предположение подтверждается их литологическим сходством с флористически охарактеризованными нижнепермскими толщами, развитыми западнее в горах Джинсэту-Ула (Зоненшайн и др., 1970). С пермскими отложениями пространственно связаны терригено-вулканогенные юрские образования, рассмотрение которых не входит в задачу настоящей статьи.

#### СТРУКТУРНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ КАРБОНАТНОГО (РИФОВОГО) И ТЕРРИГЕННОГО ТИПОВ РАЗРЕЗА

Изучение взаимоотношений рифовых известняков и окружающих их терригенных пород показало, что между ними отсутствуют как постепенные фациальные переходы по латерали, так и нормальные стратиграфические переходы по вертикали. В то же время в ряде участков установлены четкие тектонические контакты по границе известняков мушугайской свиты.

Общий характер дислокаций палеозойских пород Мандалобинского района определяется прежде всего протяженными субширотными разломами, включающими многочисленные надвиги. С ними сочетаются нарушения северо-восточного простирания, среди которых наиболее часты сбросо-сдвиги. Внутри отдельных тектонических блоков устанавливаются или моноклиinally падающие слои, или узкие протяженные изоклинальные складки. Четкой, единой для всего района вергентности не на-

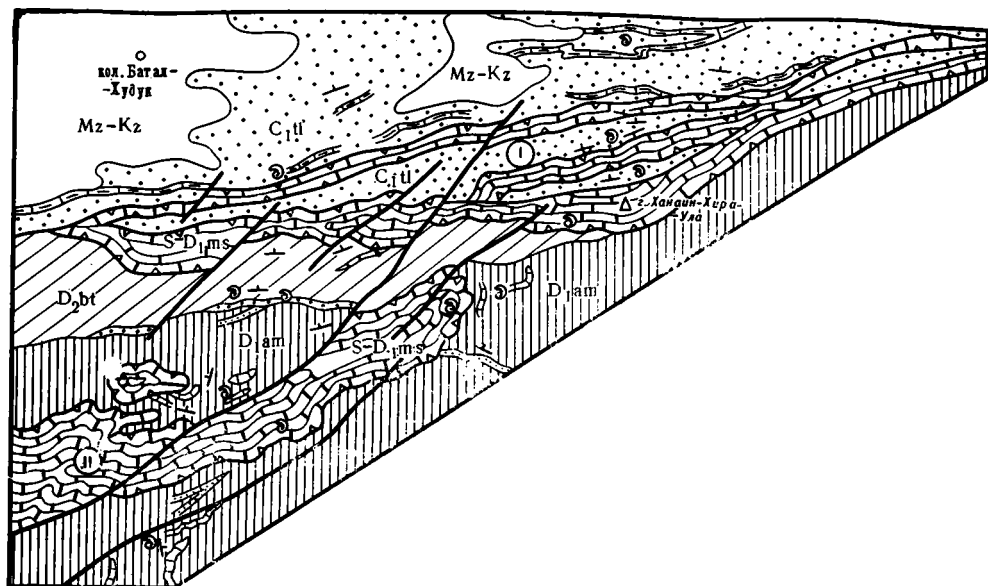


Рис. 3. Геологическая карта Баталхудукского участка. Условные обозначения см. рис. 1  
I — Ханайнулинская антиформа, II — южный покров силурийско-нижнедевонских известняков

людается. Так, для восточной части территории характерна вергентность в южном направлении, подчеркиваемая моноклиальным падением пластов нижнего и среднего девона на север, запрокидыванием складок на юг и господствующими северными падениями зон разломов. Наоборот, в западной части района отмечается вергентность в северном направлении.

Характер взаимоотношений рифовых известняков и карбонатно-терригенных пород рассмотрен на примере строения двух участков, откартированных с использованием аэрофотоснимков — восточного (Баталхудукского) и западного (Мушугайского).

В пределах Баталхудукского участка в широтном направлении прослеживается Ханайнулинская антиформная изоклиальная складка протяженностью около 8 км при размахе крыльев до 1 км (1 на рис. 3). Складка круто запрокинута на юг. Ее периклиальное замыкание откартировано в 0,8 км к северу от горы Ханайн-Хира-Ула. На крыльях Ханайнулинской антиформы обнажаются силурийско-нижнедевонские известняки мушугайской свиты, образующие рельефно выделяющиеся гряды, а из-под них в сжатом ядре в понижениях рельефа — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, известняки нижнекаменноугольной талаинской свиты. Возраст толщ, составляющих Ханайнулинскую антиформу, надежно обоснован находками органических остатков (см. выше).

Контакты известняков с окружающими породами тектонические. Так, на северном крыле антиформной складки известняки, залегающие на вершине гряды, по полого (30°) падающему на север разлому перекрывают породы талаинской свиты, обнажающиеся в нижней части склона. Они разделены 5-метровой зоной дробления, большей частью запесчаненной. Очень хорошо картируется надвиг, образующий южное ограничение антиформы. По нему силурийско-нижнедевонские известняки перекрывают среднедевонские эффузивно-терригенные породы. Тектоническая природа контакта наиболее четко видна в случае его плавного изгиба на местности, когда нижележащие пласты кремнистых сланцев и туфопесчаников упираются в вышележащие известняки, срезаясь

разломом. На прямолинейных в плане участках разлома (в основном широтных) известняки и падающие под них слои залегают параллельно, создавая видимость согласного залегания. Зоны приразломного дробления в таких участках очень невелики (до 1 м). Субширотные надвиги часто пересечены сбросо-сдвигами северо-восточного простирания, по которым наблюдается смещение пластов и зон более древних разломов на расстояния в первые десятки метров, максимально до 0,3 км.

К югу от Ханайнулинской антиформной складки на протяжении 2 км наблюдаются моноклинально падающие на север породы среднедевонской баталхудукской и нижнедевонской амаинской свит. В 4 км к югу от колодца Батал-Худук терригенные породы амаинской свиты окружают с севера, востока и юга массив известняков мушугайской свиты (II на рис. 3). Пласты песчаников и алевролитов амаинской свиты подходят к известнякам в ряде мест (в частности, на юго-востоке массива) с резко иными простираниями и падениями (несовпадение до 50°), хотя нередки случаи их субпараллельного конформного залегания. По контакту силурийско-нижнедевонских известняков прослеживается разлом, падающий, как правило, под известняки то полого (20—30°), то круто (60—70°). В целом описываемый массив вырисовывается как протяженный тектонический покров субширотного простирания. Непосредственно к северу от основного массива откартирован пологолежащий изолированный тектонический останец известняков размером около 100×300 м, слагающий вершину отдельно стоящей сопки; ниже по склону выходят крутопадающие (по 60—80°) пласты песчаников и пелитоморфных известняков амаинской свиты.

Карбонатно-терригенные и эффузивно-терригенные образования амаинской, баталхудукской и талаинской свит Баталхудукского участка формируют, по всей вероятности, автохтонное основание района (рис. 4). Породы амаинской и баталхудукской свит залегают в едином стратиграфическом разрезе; между баталхудукской и талаинской свитами стратиграфические взаимоотношения не установлены. Однако западнее, в центральных районах Гобийского Алтая (Баянлэгская зона) Л. П. Зоненшайн, И. Б. Филиппова и Л. М. Улитина наблюдали фаунистически охарактеризованную позднедевонскую существенно терригенную толщу, залегающую согласно с нижнекаменноугольной. Наличие такой толщи, не вскрытой в современной структуре и частично срезанной разломами, может предполагаться и для Баталхудукского участка. Таким образом, можно считать, что всему объему девона и нижнего карбона здесь отвечает единый, без значительных перерывов существенно терригенный комплекс автохтонного основания. Терригенные девонско-нижнекаменноугольные породы тектонически перекрыты аллохтонной пластиной рифовых известняков силура-нижнего девона, а в результате последующих дислокаций породы аллохтона и автохтона были совместно смяты в изоклинальные складки, осложненные сбросо-сдвигами северо-восточного простирания.

В пределах **Мушугайского участка**, расположенного на западе Мандалобинского массива, развиты фаунистически охарактеризованные отложения мандалобинской и мушугайской свит, а среднедевонские и нижнекаменноугольные отложения выделяются условно, на основе их литологического сходства с аналогичными толщами Баталхудукского участка, возраст которых доказан палеонтологически.

К северу от колодца Мушугай-Худук установлен пакет нешироких (0,3—3 км) тектонических пластин, круто падающих на юг, реже лежащих полого (рис. 5). Толщи, граничащие по разломам, имеют перевернутую последовательность залегания — от нижнекаменноугольных на севере, в низах «пакета», до силурийских на юге, в верхах пакета. Узкая (от 0,3 до 1 км) пластина с нижнекаменноугольными углисто-глинисты-

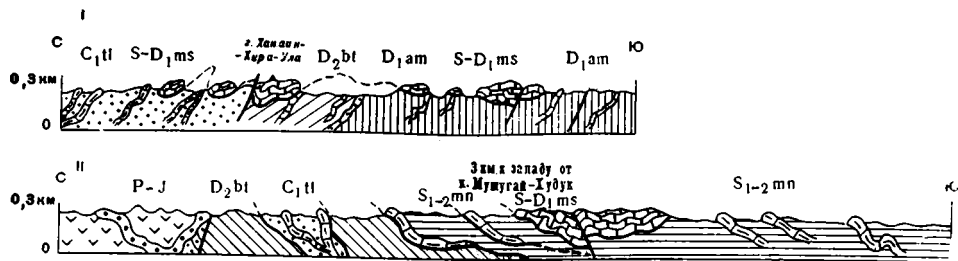


Рис. 4. Схематические геологические разрезы через восточную (I) и западную (II) части Мандалобинского района. Условные обозначения см. рис. 1

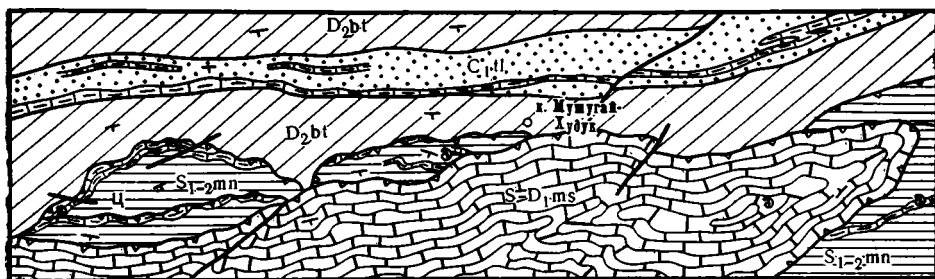


Рис. 5. Геологическая карта Мушугайского участка. Условные обозначения см. рис. 1. Ц — центральная чешуя

ми и известково-глинистыми сланцами, битуминозными и криноидными известняками уходит под пластину среднедевонских миндалекаменных основных эффузивов, их туфов, темно-вишневых андезитовых порфиров с линзами ярко-красных окремненных пепловых туфов, вулканомиктовых песчаников и алевролитов. «Среднедевонская» пластина в свою очередь на юге тектонически перекрыта пологолежащими покровами силурийско-нижнедевонских пород — или мушугайских известняков, или песчаников, алевролитов и известняков мандалобинской свиты.

Самым верхним и наиболее пологолежащим является покров мушугайских (силурийско-нижнедевонских) известняков. Очень четко выражен надвиг по его северному ограничению, имеющий генеральное восток-северо-восточное простирание, хотя на отдельных участках это направление значительно меняется вплоть до субмеридионального. Плоскость разлома падает на юг под углом 30—40°, местами крутизна возрастает до 60°. В основании покрова мушугайских известняков, вскрытом в нескольких меридиональных сайрах, породы интенсивно мраморизованы и передроблены на протяжении 1—5 м. На отдельных участках надвига мушугайские известняки и подстилающие их породы залегают с видимым согласием, одни параллельно другим, однако на участках изгиба плоскости разлома (в плане) видно четкое «утыкание» подстилающих пластов в массивные известняки.

Из-под мушугайских известняков по северному обрамлению покрова выходят или серо-зеленые туфопесчаники, алевролиты и зеленокаменные эффузивы среднедевонской баталхудукской свиты — к востоку от колодца Мушугай-Худук, или алевролиты, песчаники и известняки силурийской мандалобинской свиты — к западу от колодца Мушугай-Худук. Последние образуют три линзовидные в плане тектонические чешуи — западную, центральную и восточную. Отметим некоторые особенности строения более крупной, центральной чешуи, достигающей 3 км в длину и 1 км в ширину (Ц на рис. 5). По ее северной фронтальной ча-

сти в виде рельефно возвышающейся на 30—50 м гряды прослеживается 100—150-метровый горизонт биогермных известняков с силурийскими хализитидами и табулятами, полого падающий на юг, а местами лежащий почти горизонтально. Отдельные участки его разобщены по северо-восточным или субширотным сдвигам на первые десятки метров. К югу от фронтальной известняковой гряды на протяжении 0,5 км обнажаются моноклинально падающие на юг песчаники и алевролиты с линзами известняков, а затем прослеживается другой надвиг, проходящий по северному ограничению 20-метрового будинированного пласта известняков, к югу от которого вплоть до массивных мушугайских известняков вновь выходят песчаники и алевролиты. Таким образом, центральная чешуя пород мандалобинской свиты построена из двух более мелких тектонических чешуй.

Восточное окончание покрова мушугайских известняков прекрасно видно в 3 км к восток-юго-востоку от колодца Мушугай-Худук. Здесь из-под полого лежащих рифовых известняков в нижней части склона выходят песчаники, алевролиты и известняки мандалобинской свиты, имеющие субширотное простирание и круто падающие на юг. По южному ограничению рассматриваемого покрова плоскость надвига осложнена более молодыми крутопадающими разломами и отличается плохой обнаженностью из-за обилия песков.

Приведенные материалы по Мушугайскому участку не оставляют сомнений в аллохтонном залегании рифовых известняков верхнего силура — нижнего девона. К автохтону (паравтохтону?), разбитому на серию тектонических пластин, относятся породы силурийской мандалобинской, среднедевонской баталхудукской и нижнекаменноугольной талаинской свит.

Итак, в Мандалобинском районе устанавливается тектоническое совмещение двух различных литолого-фациальных типов разреза силурийско-нижнедевонских образований — рифовых известняков мушугайской свиты и существенно терригенных осадков мандалобинской и амаинской свит. В аллохтонном залегании, как правило, находятся рифовые известняки. Они тектонически перекрывают или терригенные породы силурийской мандалобинской свиты и эффузивно-терригенные образования среднедевонской баталхудукской свиты (Мушугайский участок), или карбонатно-терригенные осадки нижнедевонской амаинской, среднедевонской баталхудукской и нижнекаменноугольной талаинской свит (Баталхудукский участок).

Формирование покровов произошло заведомо после накопления толщ нижнего карбона. Пермские образования в покровных структурах не участвуют. Они залегают в грабене, ограниченном сбросами, и несогласно ложатся на толщи, слагающие тектонические покровы. Покровообразование происходило, по всей вероятности, в конце карбона.

По вопросу о корнях известняковых покровов и связанной с ним проблеме направления движения и масштаба перемещения шарьированных масс можно предположить следующее. Как было показано, карбонатно-терригенные породы автохтона накапливались в обширной зоне относительно мелководного морского шельфа, располагавшегося в силуре и девоне к югу от каледонского материка Центральной Монголии. Одновозрастные с ними рифовые известняки аллохтона формировались южнее, на краю шельфа и континентального склона, вдоль границы с глубоководным бассейном зеленокаменной осевой зоны Южной Монголии. Следовательно, известняковые покровы надвигались скорее всего с юга, а величина перемещения может ориентировочно оцениваться в 10—20 км. Приведенные новые данные позволяют считать, что тектонические покровы характерны не только для осевых частей Южно-Монгольской звгеосинклинали, но в значительной степени и для ее внешней зоны.

## Литература

- Геология Монгольской Народной Республики, т. I, II. (гл. ред. Н. А. Маринов). М., «Недра», 1973.
- Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С.* Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса.— В кн.: Проблемы общей и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Зоненшайн Л. П., Дуранте М. В., Маркова Н. Г., Филиппова И. Б., Чехович М. В.* Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая. В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М., «Наука», 1970.
- Зоненшайн Л. П., Суетенко О. Д., Жамьяндамба Л., Ээнжин Г.* Строение осевой части Южно-Монгольской эвгеосинклинали в хр. Дзолен.— Геотектоника, 1975, № 4.
- Пейве А. В., Перфильев А. С., Руженцев С. В.* Проблема внутриконтинентальных геосинклиналией.— В кн.: Тектоника. Докл. сов. геологов на XXIV сес. Междунар. геол. конгр. М., «Наука», 1972.
- Рухин Л. Б.* Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Суетенко О. Д.* Строение герцинского эвгеосинклинали прогиба Юго-Восточной Монголии.— Геотектоника, 1973, № 3.
- Суетенко О. Д., Шаркова Т. Т., Улитина Л. М.* Стратиграфия и фауна палеозоя восточных отрогов Гобийского Алтая (Мандалобинский массив).— В кн.: Ископаемая фауна Монголии. М., «Наука», 1977.

НИЛЗарубежгеология  
Совместная Советско-Монгольская  
н.-и. геол. экспедиция АН СССР и АН МНР

Статья поступила  
3 мая 1976 г.

УДК 551.24/551.21 (517)

**Ю. С. ГЕНШАФТ, Н. С. ЗАЙЦЕВ, А. Я. САЛТЫКОВСКИЙ****СТРОЕНИЕ ГЛУБИННЫХ ЗОН И БАЗАЛЬТОВЫЙ  
ВУЛКАНИЗМ МОНГОЛИИ**

В статье рассмотрены структурное положение, вещественный состав щелочных базальтоидов МНР, насыщенных разнообразными ксенолитами пород земной коры и верхней мантии. Дается краткая характеристика отдельных районов проявления базальтоидного вулканизма.

На основании анализа состава глубинных включений и их взаимоотношений с вмещающими базальтоидами намечаются пути построения вещественной модели коры и мантии, а также условий выплавления щелочно-базальтовой магмы и ее дальнейшего существования.

Известно, что базальты четко подразделяются на две большие самостоятельные серии, вне зависимости от того, какие минералогические или петрохимические признаки берутся за основу их классификации: толеитовые и щелочные. Установлено, что каждая из этих серий приурочена к определенным крупным тектоническим структурам — толеитовые распространены главным образом в областях со спокойным тектоническим режимом и приурочены на континентах в основном к платформенным областям. Щелочные оливин-базальтовые серии известны в активизированных и орогенных зонах, а также в областях завершенной складчатости, т. е. в районах, которые характеризуются активными тектоническими режимами.

Современные геолого-геофизические и экспериментальные данные однозначно свидетельствуют о том, что базальтовые магмы образуются на больших глубинах и скорее всего в пределах верхней мантии. При этом уровни глубин (а соответственно давления и температуры) существенно определяют состав первичной выплавки и направленность ее глубинной дифференциации.

Показано, что щелочно-базальтовые магмы выплавляются с более глубоких горизонтов, чем толеитовые (Грин, Рингвуд, 1967). Среди первых выделяются ассоциации, различающиеся по соотношению щелочей (калия и натрия), причем высказываются предположения о том, что расплавы, обогащенные калием, поднимаются с больших глубин, чем расплавы, насыщенные натрием.

В последние годы появились новые факты, свидетельствующие о латеральной петрохимической гетерогенности вулканических ассоциаций в пределах определенных тектонических структур (островные дуги, внутриконтинентальные вулканические пояса и т. п.) (Hatherton, Dickinson, 1969; Куно, 1970; Салтыковский, 1974). Даже в пределах отдельных вулканических центров можно наблюдать неоднородный по своему химизму вулканический материал.

Все это может говорить либо о наличии разноглубинных магматических очагов, либо о разнонаправленных глубинных процессах дифференциации магматического расплава.

Имеющиеся в настоящее время данные показывают, что наиболее эффективные изменения состава глубинного расплава происходят вследствие кристаллизационного фракционирования, эманационной диффе-



ренциации и процессов ассимиляции-контаминации, в результате чего изменяется не только сама магма, но и вмещающая среда. Так, при кристаллизационном фракционировании большая роль в формировании глубинных зон принадлежит кристаллическим кумулятивным остаткам. Их минералогия зависит как от состава исходной магмы, так и от уровня глубин, на котором происходило это фракционирование. Эманиационные и ассимиляционные процессы также существенно меняют состав вмещающей среды.

Магматический очаг является мощным генератором тепловой энергии на глубине и, по всей вероятности, служит источником напряжений во вмещающей среде, под действием которых происходит видоизменение последней.

Одной из важнейших проблем, возникающих при изучении базальтового вулканизма, является вопрос о существовании и уровне заложения промежуточных очагов базальтового расплава. В настоящее время эта проблема решается различными методами. Во-первых, по уровню сегрегации магмы в структурах, характеризующихся различными геотермическими режимами (например, под срединно-океаническими хребтами (Sleep, 1974). Во-вторых, примерные глубины заложения промежуточных очагов могут быть оценены по значениям точек Кюри магнитных фракций, содержащихся в базальтах (Печерский и др., 1975). И наконец, сейсмическое «просвечивание» вулканогенных зон (наличие зоны «сейсмической тени») позволяет наметить промежуточные уровни существования магматических очагов (Фарберов, 1974). Таким образом, базальтовые магмы сами по себе являются показателями строения глубинных зон и индикаторов направленности глубинных процессов. Однако значительно более полную информацию по этой проблеме дают ксенолиты глубинных пород и минералов, вынесенных на поверхность щелочной оливин-базальтовой магмой, в которой они обычно присутствуют в большом количестве, тогда как толеитовые серии практически лишены включений. Такая ситуация, вероятно, обусловлена тем, что щелочно-базальтовый вулканизм развивается в зонах повышенного напряженного состояния и интенсивной дислоцированности глубинной среды, а также высокой активностью глубинных флюидов и самой магмы.

На территории Монгольской Народной Республики в течение мезозойского и кайнозойского этапов развития интенсивно проявлялся щелочно-базальтовый вулканизм, резко наложенный на самые разнообразные тектонические структуры. Вследствие этого здесь могут быть с успехом отработаны методы решения проблем, возникающих при изучении базальтового вулканизма, глубинных структур и физико-химических процессов, протекающих на больших глубинах.

Глубинные включения являются характерной особенностью почти всех вулканических пород указанного возраста. Среди кайнозойских базальтоидов в Монголии выделено две петрохимических провинции (Кеpezинскas, Луцицкий, 1974; Кеpezинскas и др., 1976): калиевая, простирающаяся в меридиональном направлении от восточной окраины оз. Хубсугул на юг, через Центральный Хангай к Гобийскому Алтаю и пересекающая докембрийские, раннекаледонские и герцинские структуры, и натровая, распространенная на крайнем юго-востоке МНР (плато Дариганга). Последняя является северным фрагментом обширного вулканического плоскогорья, большая часть которого лежит на территории КНР.

Во многих работах высказывается предположение, что щелочно-базальтовый вулканизм приурочен к рифтовым структурам, примерами которых могут служить Рейнский грабен, Центральное вулканическое плато во Франции, Байкальский рифт, рифты Восточной и Западной Африки и т. п. (Щелочные породы, 1976). На территории МНР эта связь между рифтогенными структурами и вулканизмом такого типа не везде

проявлена достаточно четко. Если, например, базальты Восточного Прихубсугулья можно рассматривать в качестве рифтогенных (Тектоника МНР, 1974), то связь базальтов Дариганги с аналогичными структурами никак не выражена. Не выражена она и в Хангайском нагорье. Можно лишь отметить, что для большинства районов устанавливается связь базальтоидных излияний с разломами разного возраста заложения и различной длительности развития. Одни из разломов существовали, несомненно, еще до неотектонического этапа и были подновлены в последний; другие, очевидно, возникли вновь. В целом же структурное положение кайнозойских базальтов Монголии изучено еще довольно слабо. Только некоторые из наиболее крупных структур этого района, например Хангайское нагорье, по ряду признаков можно отнести к категории сводовых поднятий, аркогенных (Павловский, 1948) или редуционных структур (Солоненко, 1963). Структура плато Дариганга по геолого-геоморфологическим и сейсмологическим данным под эти категории, по-видимому, не подходит. В общем кайнозойский вулканизм Монголии, возможно, подчинен формуле «поднятие — раскалывание — вулканизм», выработанной Х. Клоосом при изучении строения рифтовых зон Западной Европы (Проблемы эндогенного рельефообразования, 1976).

Кайнозойские вулканические ассоциации резко отличаются от мезозойских тем, что последние представлены контрастными и дифференцированными вулканическими сериями, а кайнозойские — слабо дифференцированы и состоят преимущественно из одних базальтов.

Кайнозойский вулканизм формировал в различных частях страны обширные лавовые плато, протяженные долинные потоки и вулканические постройки центрального типа, часто прекрасной сохранности. Характерной чертой этих базальтов является почти повсеместное присутствие в них глубинных включений и мегакристаллов высокого давления. Наибольшим распространением пользуются включения перидотитов и мегакристов отдельных минералов, среди которых особенно часто встречаются санидины, титан-авгиты, значительно реже отмечаются слюда (титан-флогопит) и единичные зерна граната. Включения, как правило, неравновесны по отношению к вмещающей их лаве, что сказывается на появлении реакционных каемок, деформационных структур (различного типа трещин), а также в перекристаллизации и переплавлении отдельных минеральных фаз. Все эти признаки однозначно свидетельствуют о ксеногенной природе включений или об их генезисе в условиях, существенно отличающихся от близповерхностных.

Имеющиеся данные по включениям из различных районов мира позволяют разделить их на коровые и мантийные. К первым относятся гранитоиды, различные сланцы, гранулиты, известняки, габбро и т. д. К мантийным включениям мы относим шпинелевые и гранатовые лерцолиты, пироксениты, различные перидотиты, дуниты, серпентиниты, амфиболиты и т. п.

Отличительной особенностью минеральных ассоциаций глубинных включений в лавах МНР является практически полное отсутствие амфиболов<sup>1</sup>. В то же время в вулканитах, распространенных в зонах перехода континент — океан, кристаллы амфибола и амфиболиты являются наиболее часто встречающимся типом глубинных включений. Так, среди пород андезитовой формации Курило-Камчатской провинции часто встречаются амфиболиты и амфиболизированные перидотиты, а среди мегакристов отмечается амфибол (Родионова, Федорченко, 1974), щелочные базальтоиды на юго-западе Японии среди мегакристов содержат керсутит (Куно, 1972), амфибол встречается и в щелочных базальтоидах Идзу-Бонинской островной дуги (Бехтольд и др., 1976). Аналогичные

<sup>1</sup> Отмечаются редкие включения амфиболизированных гнейсов, которые, по-видимому, являются отторженцами гранитно-метаморфического слоя земной коры.

примеры можно привести и для некоторых континентальных районов. Так, например, на территории Южного Казахстана в жильных камптонитах отмечается амфиболизированное оливиновое габбро и амфиболизированные шпинелевые пироксениты, в виде мегакрист встречается керсутит (Добрецов, Добрецова, 1961). Амфиболиты и керсутитовое габбро описаны в калиевых габбро и базальтах в Южном Тянь-Шане и Центральных Кызылкумах (Мушкин и др., 1975). Можно полагать, что различие в минеральных ассоциациях включений из базальтов МНР обусловлено главным образом различным характером развития земной коры в течение длительного периода геологической истории.

Среди перидотитовых включений наибольшее распространение имеют лерцолиты шпинель-пироксеновой фации. Малым, но устойчивым распространением пользуются гранатсодержащие ассоциации. Поэтому МНР рассматривается нами как особая область, для которой, по всей вероятности, характерен вулканизм, связанный с магмообразованием на чрезвычайно больших глубинах верхней мантии (Агафонов и др., 1975; Кебезинский и др., 1976).

Таким образом, специфичность состава включений в кайнозойских базальтоидах МНР характеризует определенный режим развития земной коры и верхней мантии. Характер и направленность такого развития земной коры описываются ниже при рассмотрении условий магмообразования и взаимоотношения глубинной магмы с включениями.

Общие представления об особенностях базальтового вулканизма и распространения глубинных включений в пределах МНР может дать краткая характеристика отдельных районов вулканизма.

**Плато Дариганга.** Базальты плато Дариганги наименее дифференцированы, хотя протекавший здесь вулканизм, несомненно, был многостадийным. Наряду с уже известными глубинными включениями (Влодавцев, 1969; Кебезинский, 1975) к настоящему времени получен обширный материал по коровым ксенолитам — включениям пород фундамента, представленных кварцитами, песчаниками, сланцами, габброидами, гранито-гнейсами и т. п. Чаще всего ксеногенные породы встречаются по периферии плато, причем кварциты и сланцы представлены протяженными выходами среди базальтов. По всей вероятности, базальты Дариганги полностью залегают непосредственно на докембрийском фундаменте. Наиболее обогащены глубинными ксенолитами южные районы плато: размеры включений здесь значительно крупнее, чем в других местах. Включения представлены лерцолитами, верлитами, дунитами, гарцбургитами и пироксенитами. Практически повсеместно встречаются мегакристы пироксена и санидина, хотя их соотношения в различных вулканических центрах неравномерны. Так, например, санидины по сравнению с пироксенами больше распространены в восточной части плато. Сами вулканические фации в северной и южной частях плато также распределяются неравномерно: на севере развиты преимущественно базальтовые лавы в виде покровов и мощных потоков (до нескольких десятков метров), в то время как на юге в большей степени распространены пирокласты, формировавшие многие шлаковые конуса (Шилийн-Богд, Душ-ула и т. д.).

**Прихубсугулье.** В этом районе базальты имеют наибольшее распространение по восточному побережью оз. Хубсугул. По своему структурному положению они близки к базальтам Тункинской впадины, расположенной в пределах Южного Прибайкалья. Базальты Прихубсугулье залегают на разновозрастных, но преимущественно докембрийских комплексах и нижнепалеозойских гранитоидах, а местами на неогеновых осадочных (?) континентальных отложениях. Лавовые покровы представляют собой серию почти горизонтально лежащих потоков мощностью от 0,5 до 6 м. По минералогическому составу и типу вкрапленников мы

выделяем здесь несколько типов базальтов: 1) оливиновые; 2) оливин-пироксеновые; 3) трахитоидные плагиобазальты.

В Прихубсугулье глубинные включения встречаются главным образом в закаленной фации, которая скорее всего является прижерловой. Среди включений много обломков разновозрастных пород фундамента: известняков, амфиболитов, гранитоидов, сланцев, сиенитов и т. п. Глубинные включения представлены разнообразными перидотитами, мегакристами пироксена, санидина и др.

**Базальты Хангайского нагорья.** В этом районе наиболее широкое распространение имеют базальты, приуроченные к долинам рек Селенги, Орхона, Чулута, а также к Тариатской впадине и др. Здесь базальты слагают высокие террасы, отдельные вулканические центры и связанные с ними протяженные потоки. В Тариатской впадине отмечаются наиболее молодые из известных в МНР проявлений базальтового вулканизма. В Хангайском нагорье особенно четко проявляется приуроченность базальтовых излияний к протяженным разломам, ограничивающим отдельные блоки земной коры. Детальные петрохимические исследования кайнозойских базальтов Хангайского нагорья послужили основой для выделения на территории МНР специфической калиевой провинции, представленной разнообразным набором базальтовых пород (лейцитовые, калиевые и трахитовые серии базальтов) (Кепежинская, Лучицкий, 1974, 1976).

В базальтовых породах этого района обнаружены наиболее глубинные по своим минеральным парагенезисам ксенолиты гранатсодержащих пород: перидотитов, пироксенитов, эклогитоподобных пород, а также мегакристы пирового граната (Агафонов и др., 1975; Филиппов и др., 1976), встречающиеся в пирокластических отложениях некоторых вулканических центров района Тариатской впадины.

Кроме того, нами впервые были обнаружены включения гранатсодержащего перидотита значительно восточнее — в лавах одного из вулканических конусов по долине Ихэ-Тулбури-Гол (правый приток р. Селенги). Как правило, глубинные включения приурочены к жильным и нековым фациям, которые рассматриваются в качестве материала, заполняющего подводящие каналы, существовавшие при вулканических извержениях.

**Базальты Долины Озер и Монгольского Алтая.** Здесь базальты приурочены к зоне сочленения мезозойско-кайнозойской впадины Долины Озер с системой молодых поднятий Хангая (на севере) и Монгольского Алтая (на юге). Для базальтов этого района имеются многочисленные определения абсолютного возраста, а сами базальты имеют четкие стратиграфические привязки (Девяткин и др., 1973). Для пород практически всех возрастов выявлены отдельные вулканические центры с пирокластическими фациями. В южных районах этой области глубинные включения встречены не только в кайнозойских, но и в более древних — меловых базальтах, на что до сих пор не обращалось должного внимания. Предварительные результаты изучения включений в кайнозойских и меловых базальтах свидетельствуют об их однотипности, на основании чего можно высказать предположение о принципиально сходных условиях образования и подъема базальтовой магмы к поверхности в течение длительного периода геологического времени в различных регионах МНР. При этом такое постоянство в составе включений в меловую и кайнозойскую эпоху может свидетельствовать также и о стабильности глубинных структур на уровнях существования магмы.

В настоящее время имеются опыты реконструкции состава глубинных зон для различных районов на основании изучения минеральных парагенезисов и химического состава включений (Соболев и др., 1972, Уханов, 1976). Обнаружение коровых включений гранито-гнейсового состава в базальтах всех исследованных районов позволяет сделать вывод о том, что базальтовый вулканизм на территории МНР развивал-

# Химические составы включений в базальтах МНР

| Окислы                         | МНР, шпинелевый лерцолит | Пиролит <sup>1</sup> | Лерцолит                      |                               | Мегакристы    |              |                              |                   |                                      |         |   |                                                           | гранат          |                                                          |  |
|--------------------------------|--------------------------|----------------------|-------------------------------|-------------------------------|---------------|--------------|------------------------------|-------------------|--------------------------------------|---------|---|-----------------------------------------------------------|-----------------|----------------------------------------------------------|--|
|                                |                          |                      | кратер Солт-Лейк <sup>2</sup> | о. Святого Павла <sup>3</sup> | клинопироксен |              |                              |                   |                                      | санидин |   |                                                           |                 |                                                          |  |
|                                |                          |                      |                               |                               | МНР           |              | по Грину и Хибберсону (1970) |                   |                                      | МНР     |   |                                                           |                 |                                                          |  |
|                                |                          |                      |                               |                               | мега-кристы   | вкрапленники | мегакристы                   | 13,5 кбар, 1320°С | 18 кбар, 1240°С, 2% Н <sub>2</sub> О |         |   | МНР                                                       | 35 кбар, 1200°С | 50 кбар, 14.0°С                                          |  |
| SiO <sub>2</sub>               | 43,7                     | 45,20                | 43,40                         | 44,69                         | 50,83         | 52,13        | 53                           | 53                | 53                                   | 64,07   | 4 | Py <sub>53</sub>                                          |                 | Py <sub>80</sub> Alm <sub>33</sub><br>Gross <sub>7</sub> |  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,20                     | 0,71                 | 0,15                          | 0,32                          | 0,99          | 1,39         | 0,7                          | 0,6               | 0,7                                  | 0,06    |   | Alm <sub>35</sub>                                         |                 |                                                          |  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,74                     | 3,54                 | 2,29                          | 4,68                          | 7,88          | 3,31         | 4                            | 4                 | 6                                    | 19,43   |   | Gross <sub>12</sub>                                       |                 |                                                          |  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,36                     | 0,48                 | 1,00                          | 3,03                          | } 8,91        | 7,13         | 6                            | 10                | 6,7                                  | 0,07    |   | Py <sub>10</sub> Alm <sub>45</sub><br>Gross <sub>15</sub> |                 |                                                          |  |
| FeO                            | 9,14                     | 8,04                 | 7,74                          | 4,71                          |               |              |                              |                   |                                      |         |   |                                                           |                 |                                                          |  |
| MnO                            | 0,16                     | —                    | —                             | 0,14                          | 0,13          | 0,12         | —                            | —                 | —                                    | 0,02    |   |                                                           |                 |                                                          |  |
| MgO                            | 35,57                    | 37,28                | 42,98                         | 36,64                         | 13,31         | 14,32        | 20                           | 28                | 18                                   | н. о.   |   |                                                           |                 |                                                          |  |
| CaO                            | 3,06                     | 3,08                 | 1,60                          | 4,15                          | 15,35         | 21,68        | 16                           | 5                 | 15                                   | 0,43    |   |                                                           |                 |                                                          |  |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,50                     | 0,57                 | 0,17                          | 0,46                          | 2,21          | 0,56         | 0,7                          | 0,2               | 1                                    | 3,64    |   |                                                           |                 |                                                          |  |
| K <sub>2</sub> O               | 0,21                     | 0,13                 | 0,03                          | 0,12                          |               |              |                              |                   |                                      | 11,77   |   |                                                           |                 |                                                          |  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |                          |                      | 0,42                          | 0,53                          |               |              |                              |                   |                                      |         |   |                                                           |                 |                                                          |  |

<sup>1</sup> — по данным Грина и Рингвуда (1976); <sup>2</sup> — по данным Купо, АокI (1970); <sup>3</sup> — Nehru, Myllie, 1975; <sup>4</sup> Ort<sub>22</sub>Ab<sub>72</sub>An<sub>6</sub>—Ort<sub>74</sub>Ab<sub>21</sub>An<sub>5</sub>. Средний состав Ort<sub>59</sub>Ab<sub>38</sub>An<sub>4</sub>.

ся повсеместно на коре континентального типа. Этот вывод полностью согласуется с результатами изучения коровых включений, приведенных ранее в работе (Кеппежинская и др., 1976).

Для выяснения вещественного состава верхней мантии в области зарождения базальтовой магмы и дальнейшей ее эволюции большую информацию дает изучение включений ультрамафического состава и мегакристов отдельных минералов.

В настоящее время у петрологов наибольшим распространением пользуется представление о лерцолитовом составе недифференцированного вещества верхней мантии, близком к составу пиролита (Геншафт, 1977). Из включений монгольских базальтов к этому веществу наиболее близки широко распространенные шпинелевые лерцолиты, типичный состав которых приведен в таблице. Следует также обратить внимание на его сходство с составом милонитизированного перидотита (с. Св. Павла, Срединно-Атлантический хребт), частичное плавление которого по экспериментальным данным должно привести к образованию базальтовой магмы (Nehru, Wyllie, 1975). В то же время состав монгольских лерцолитов существенно отличается от состава лерцолитов в кратере Солт-Лейк, являющегося реститом (Kuno, Aoki, 1970). Это различие особенно заметно при сопоставлении содержания щелочей, магния и железа. Простой расчет показывает, что остаточный перидотит может образоваться при выплавлении из исходного лерцолита примерно 10% базальтовой магмы, отвечающей среднему составу натровой серии (плато Дариганга).

Работы, проведенные в области экспериментальной петрологии, показали, что щелочно-базальтовые магмы могут выплавляться из лерцолитовой мантии в количестве 5—10% на глубинах до 100 км, соответствующих давлениям до 30 кбар (Грин, 1973).

На рис. 1 приведена обобщенная диаграмма основных результатов по условиям выплавления щелочно-базальтовых магм из исходного вещества мантии (пиролита) в условиях чрезвычайно низкого содержания воды (около 0,1%, по данным Д. Грина, 1975). Здесь же нанесены ликвидусные кривые щелочного базальта при различных содержаниях воды в расплаве (Грин, Рингвуд, 1967; Геншафт и др., 1972; Салтыковский, Геншафт, 1973). Учитывая крайне редкие находки гранатовых перидотитов в виде включений в базальтоидах МНР можно предположить, что наиболее реальным уровнем существования магматических очагов являются глубины в области устойчивости шпинелевых перидотитов, захватывающих зоны перехода гранатовых фаций.

Практически полное отсутствие среди включений гидроксилсодержащих минералов (исключая немногочисленные находки титан-флогопита) говорит об относительно низком содержании воды в магматическом очаге, по всей видимости, не превышающем первых процентов.

С этими ограничениями мы приходим к наиболее вероятным условиям генерации щелочной оливин-базальтовой магмы или существования очагов на глубинах 70—80 км при температурах 1200—1250°С. Мегакристы в базальтоидах чаще всего рассматриваются как интрателлурические образования, возникшие при глубинной кристаллизации самой магмы. Это мнение обосновывается результатами экспериментальных исследований кристаллизации базальтов в широких интервалах давлений и температур при различных режимах флюидной фазы. Если это так, то, принимая во внимание однородность химического состава по всему объему кристаллов и крупные их размеры (до первых десятков сантиметров), следует рассматривать мегакристы как близиквидусные минералы. В этом случае моноклинные пироксены могут кристаллизоваться из базальтового расплава в очень широком интервале давлений (и соответственно глубин, см. рис. 1), а гранаты только при давлениях, превышающих 25 кбар (около 75 км).

До сих пор неизвестны условия кристаллизации высококальциевого полевого шпата (санидины, анортклазы) вблизи ликвидуса в базальтовых расплавах. На рис. 1 показаны области кристаллизации минералов в щелочно-базальтовом расплаве при различных содержаниях воды по нашим данным (Геншафт и др. 1967; Салтыковский, Геншафт, 1973). Более точные значения параметров возможной кристаллизации мега-

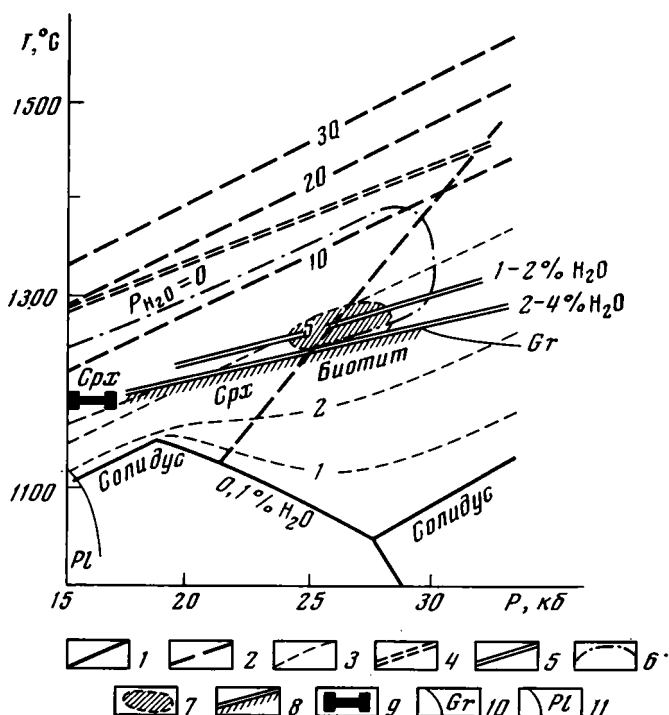


Рис. 1. Условия плавления перидотита верхней мантии, образования щелочно-базальтовой магмы и кристаллизации глубинных минералов

1 — солидус пиролита (Грин, 1973); 2 — область существования гранатовых парагенезисов ультрабазитов (справа от этой линии); 3 — условия выплавления магм в количестве от 1 до 30% от общего объема исходного перидотита (Грин, 1973); 4 — ликвидус щелочного базальта при  $P_{H_2O} = 0$  (Грин и Рингвуд, 1967); 5 — линии ликвидуса щелочного базальта при заданных концентрациях воды (Геншафт и др., 1967; Салтыковский, Геншафт, 1973); 6 — область возможного выплавления щелочно-базальтовых магм (Грин, 1967); 7 — возможная область генерации монгольских щелочно-базальтовых магм; 8 — область ликвидусной кристаллизации моноклинного пироксена из базальтовой магмы и флогопита (биотита) по данным Геншафта и др. (1967), Салтыковского и Геншафта (1973); 9 — условия образования мегакристов клинопироксена по данным Грина и Хибберсона (Green, Hibberson, 1970); 10 — область ликвидусной кристаллизации граната из щелочной базальтовой магмы (Салтыковский, Геншафт, 1973); 11 — область существования плагиоклаза в щелочном базальте (со стороны низких давлений)

кристов как ликвидусных интрателлурических фаз можно установить на основании изучения реальных составов. Последние приведены в таблице, где также представлены составы минералов, полученных в различных экспериментальных работах. Из анализа таблицы видно, что составы мегакристов гранатов почти идентичны составу близиквидусных кристаллов, образующихся при давлениях 35—50 кбар.

Условия кристаллизации мегакристов моноклинного пироксена чаще всего выводились из результатов опытов Дж. Грина и У. Хибберсона (Green, Hibberson, 1970). Отмечалось, что наилучшее совпадение соста-

вов сравниваемых фаз получалось при 18 кбар и 1240°С и содержания воды в 2 вес.%. Однако следует обратить внимание на устойчивое отличие в содержаниях  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  (см. таблицу). Показано, что состав мегакристов практически не зависит от состава вмещающих их базальтов (Кепежинская, Антипин, 1975). Отмечаемое нами различие в составах природных и экспериментально полученных кристаллов, возможно, обусловлено разными режимами флюидных фаз, например более

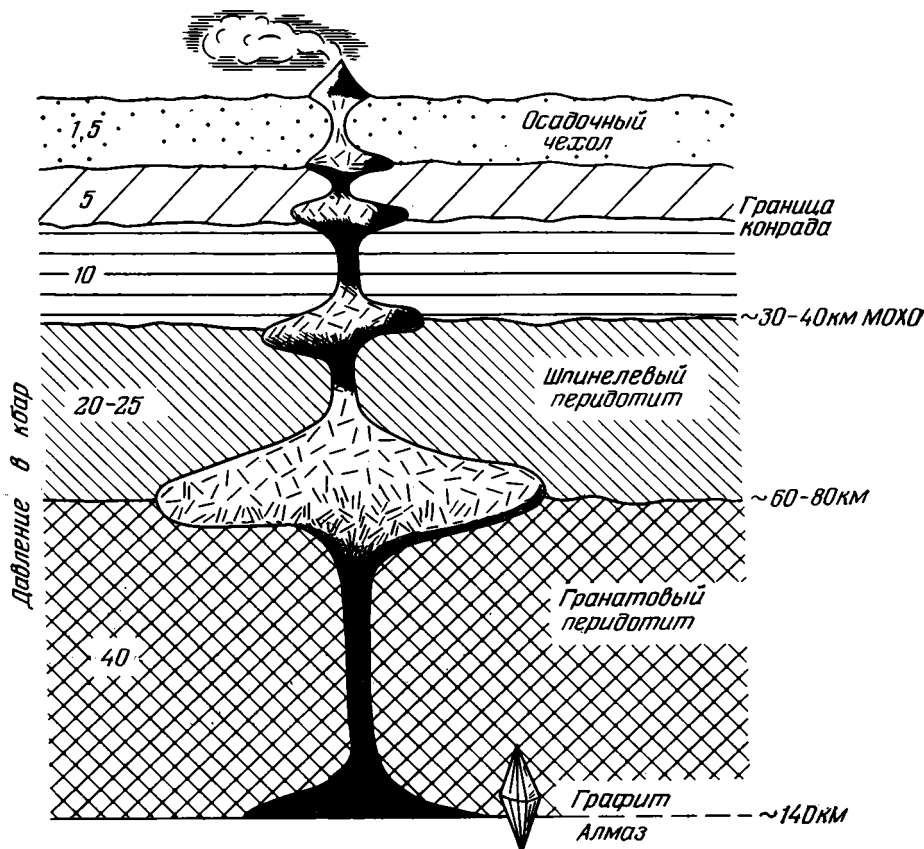


Рис. 2. Гипотетическая модель строения глубинных зон и расположения магматических очагов под областями базальтового вулканизма на территории Монгольской Народной Республики

высоким содержанием воды в магме Монгольского региона. Однако данные по составам моноклинных пироксенов не позволяют нам уточнить условия их кристаллизации из базальтового расплава.

Трудно предположить, что все рассмотренные мегакристы могли образоваться при принципиально различных глубинных процессах.

Альтернативой может служить рассмотрение механизма кристаллизации этих фаз за счет замещения каких-то полнокристаллических включений, возможно, под влиянием минерализованного пара. Если допустить существование такого процесса, то мы неизбежно приходим к выводу о чрезвычайно активной роли магматического расплава на вмещающую среду. В любом случае следует рассматривать каждый из мегакристов в виде равновесной фазы, отвечающей определенным  $P$ — $T$ -условиям. Поэтому трудно говорить о совместном парагенезисе (или их совместном образовании на одном и том же глубинном уровне). И какой бы механизм их совместной кристаллизации мы ни рассматривали, эти мегакристы, по всей вероятности, будут всегда являться индикаторами условий,



существующих на принципиально разных глубинах. Следствием из этого вывода является признание возможного устойчивого существования промежуточных очагов базальтовой магмы.

Наиболее благоприятной обстановкой формирования этих очагов являются консолидированные стратифицированные структуры с хорошо развитой мощной слоистой корой континентального типа. Магматические очаги фактически маркируют наиболее существенные разделы между такими слоями, характеризующимися различным комплексом механических, физических и химических свойств. Гипотетическая модель такой магматогенной структуры показана на рис. 2.

Одновременно сонахождение в базальтах ксенолитов различного уровня глубинности может свидетельствовать об одновременной подаче магмы из различных очагов.

Изложенный материал намечает основные пути дальнейших исследований мезозойского и кайнозойского вулканизма на территории Монгольской Народной Республики.

1. Соотнесение ксенолитов с соответствующими глубинными структурами на основе экспериментального изучения термодинамической устойчивости минеральных парагенезисов, физических свойств и химического состава минералов включений.

2. Определение условий генерации базальтовой магмы и состава исходного вещества мантии путем петрологического изучения базальтоидов и ультраосновных включений.

3. Изучение проблемы взаимодействия магмы с вмещающим субстратом с помощью экспериментального исследования реакционных взаимоотношений базальтового расплава и ксеногенного материала включений.

4. Экспериментальное изучение возможных условий образования megакристаллов, приуроченных к различным типам базальтоидов.

5. Проведение геофизических исследований (в первую очередь сейсмологическими методами) с целью выявления глубинных границ раздела и распределения физических характеристик глубинного вещества (плотность, скорости упругих волн, упругие модули и т. д.).

### Литература

- Агафонов Л. В., Пинус Г. В., Леснов Ф. П., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Глубинные включения в щелочных базальтоидах трубки Шаварын-Царам (МНР).— Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 5.
- Бехтольд А. Ф., Приходько В. С., Хмельникова О. С. Ультраосновные и основные включения и megакристаллы минералов в вулканитах Идзу-Бонинской островной дуги.— Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 6.
- Влодавец В. И. О включениях в лавах Дариганги и о их происхождении.— В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., «Наука», 1969.
- Геншифт Ю. С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М., «Наука», 1977.
- Геншифт Ю. С., Наседкин В. В., Рябинин Ю. Н., Петров В. П. Поведение щелочного базальта при участии воды в условиях высоких давлений и температур.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 6.
- Геншифт Ю. С., Наседкин В. В., Рябинин Ю. Н. Эклогитизация щелочного базальта при высоких давлениях и температурах.— В кн.: Экспериментальные исследования минералообразования в сухих окисных и силикатных системах. М., «Наука», 1972.
- Грин Д. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Грин Д., Рингвуд А. Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1967.
- Девяткин Е. В., Лискин И. Г., Певзнер М. А., Бадамгарав Д. К стратиграфии кайнозойских базальтов Центральной Монголии (опыт геолого-геоморфологической и палеомагнитной стратиграфии).— Тр. Советско-Монгольской геол. экспедиции АН СССР и АН МНР, т. 7. М., «Наука», 1973.
- Добрецов Г. А., Добрецова Т. Г. Глубинные включения в камптонитах Южной Джунгарии и их генетическое значение.— В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., «Наука», 1961.

- Жекежинскас В. В.** Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброндах континентов. Монголия.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Жекежинскас В. В., Антипин В. С.** Мегакристы санидина из кайнозойских щелочных базальтоидов Монголии.— Геология и геофизика, 1975, № 2.
- Жекежинскас В. В., Зайцев Н. С., Луцкий И. В., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В.** Основание континентальной коры Монголии по гранулитовым ксенолитам.— Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 2.
- Жекежинскас В. В., Луцкий И. В.** Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии.— Тр. Советско-Монг. экспедиции АН СССР и АН МНР, вып. 7. М., «Наука», 1974.
- Жекежинскас В. В., Луцкий И. В.** Главные типы базальтовых ассоциаций в кайнозойе Монголии.— В кн.: Очерки геологической петрологии. М., «Наука», 1976.
- Куно Х.** Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островных дуг. М., «Мир», 1970.
- Куно Х.** Основные и ультраосновные включения в базальтах и природа верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Мушкин И. В., Добрецов Г. А., Дмитриев Э. А.** Глубинные включения в щелочных базитах Средней Азии и Казахстана в связи с проблемой состава верхней мантии активизированных орогенных областей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 4.
- Павловский Е. В.** Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.— Тр. ИГН АН СССР, вып. 99. Изд-во АН СССР, 1948.
- Печерский Д. М., Багин В. И., Бродская С. Ю., Шаронова З. В.** Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М., «Наука», 1975.
- Проблемы эндогенного рельефообразования.** М., «Наука», 1976.
- Родионова Р. И., Федорченко В. И.** Ксенолиты в лавах Курильских островов и некоторые вопросы глубинной геологии этого района.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., «Наука», 1974.
- Салтыковский А. Я.** О латеральной зональности мезозойского вулканизма некоторых районов Восточной Азии.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974.
- Салтыковский А. Я., Геншафт Ю. С.** Об условиях генерации щелочных базальтовых магм района плато Дариганга (по экспериментальным данным).— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород МНР, их состав и стратиграфическое положение. Тр. Советско-Монгольской экспедиции АН СССР и АН МНР, т. 7. М., «Наука», 1973.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В.** Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии.— Геология и геофизика, 1972, № 12.
- Солоненко В. П.** Сейсмичность территории МНР и положение эпицентральных зон Гоби-Алтайских землетрясений.— В кн.: Гоби-Алтайское землетрясение. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Тектоника МНР.** Тр. Советско-Монгольской геол. экспедиции АН СССР и АН МНР, т. 9. М., «Наука», 1974.
- Уханов А. В.** Реконструкция верхней мантии по ксенолитам в кимберлитовой трубке.— Геохимия, 1976, № 9.
- Фарберов А. П.** Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Филиппов Л. В., Липовский Ю. О., Капитонова Т. А.** Калневые базальтоиды Центральной Монголии и некоторые вопросы глубинного магмообразования.— Геохимия, 1976, № 4.
- Щелочные породы,** под ред. Х. Серенсена. М., «Мир», 1976.
- Green D. H., Hibberson W.** Experimental duplication of conditions of precipitation of high pressure phenocrysts in a basaltic magma.— Phys. Earth. Planet. Interiors, v. 3, 1970a.
- Green D. H., Ringwood A. E.** The stability of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure.— Earth and Planet. Sci., Lett., 1967, v. 3, No. 2.
- Hatherton T., Dickinson W. R.** The relationship between andesites volcanism and seismicity in Indonesia, the lesser Antilles and other island arcs.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, No. 22.
- Kuno H., Aoki K.** Chemistry of ultramafic nodules and their bearing of the origin of basaltic magmas.— Phys. Earth Planet. Interiors, v. 3, 1970.
- Nehru C. E., Wyllie P. J.** Composition of glasses from St. Paul's peridotites partially melted at 20 kilobars.— J. Geol., 1975, v. 83, No. 4.
- Sleep N. H.** Segregation of magma from a mostly crystalline mush.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85, No. 8.

## ХРОНИКА



## ШЕСТОЙ КОЛЛОКВИУМ ПО ГЕОЛОГИИ ЭГЕЙСКОГО РЕГИОНА

В сентябре — октябре 1977 г. в Греции и Турции был проведен VI коллоквиум по геологии Эгейского региона. Он был организован параллельно греческими и турецкими организациями (Институтом геологии и исследования минерального сырья Греции, Афины, 20—24 сентября; Эгейским университетом Турции, Измир, 26—29 сентября). Обе части коллоквиума привлекли большое количество участников — более чем от 20 стран в Афинах и примерно от 30 стран в Измире. От СССР в Афинах были Н. П. Куприна, Ю. Г. Леонов, В. Е. Хаин; в Измире — те же лица, а также Г. С. Закариадзе и Г. М. Заридзе.

Доклады на Афинском коллоквиуме были сгруппированы в следующие разделы: геология Крита; эволюция центрального кристаллического пояса (Пелагонийский массив и район Аттики — Киклад); геоморфология, четвертичная геология и распределение современных осадков; структурное развитие Вардарской зоны, Сербо-Македонского массива и Родоп; геология внешних Эллинид; геология Восточного Средиземноморья и Центральных Балкан; петрология и гессимия; палеонтология, биостратиграфия, палеоэкология, палеоклиматология; геофизика, фотогеология; главные черты палеогеографического и структурного развития: геофизические и палинспастические модели. На пленарном заседании были заслушаны три доклада: Ж. Брюнна и Ж. Деркура — об истории геологических исследований Эллинид; З. Ле Пишона «Тетис — Мезогей — Средиземное море»; Й. Макриса «Тектоника плит или мантийные струи в эгейской тектонике». Уже в этих докладах нашло свое отражение основное противоречие между современными исследователями Эгейского региона, одни из которых рассматривают его строение и историю с позиций тектоники плит, другие (например, Й. Макрис) высказываются в пользу мантийного диапиризма.

Значительная часть докладов содержала новую информацию по частным вопросам, но в ряде докладов были подняты проблемы принципиального значения для понимания геологии Эгейского региона: расположение бассейнов с океанической корой, возраст фаз деформаций, направление движения шарьяжей. Суть первой проблемы состоит в том, существовали ли в позднем мезозое наряду с Вардарским бассейном к востоку от Пелагонийского массива другие участки океанической коры — к западу от этого массива, в частности в Пиндской зоне, а также (Деркур и Тьебо) между Апулией и Африкой, т. е. в районе современного Ионического и Ливийского морей. По второй проблеме обсуждалось относительное значение отдельных фаз тектонических деформаций и метаморфизма. Наиболее ранние из них относят теперь к догеру и особенно к концу юры — началу мела. Им придается большое значение в формировании шарьяжей внутренних зон Эллинид. Отдельные исследователи считают, что движение шарьяжей в эти ранние фазы было направлено не с востока на запад, как в более поздние, а с запада — от зоны Пинда на восток с перекрытием Пелагонийского массива. Следующие фазы проявились в конце мела, в позднем эоцене (внутренние Эллиниды) и в среднем миоцене (внешние Эллиниды). Ф. Дерине и И. Годфрио сообщили, что находки фауны позволили датировать образование Пелагонийского покрова в районе окна Олимпа послесреднеэоценовым временем, а метаморфизм фации голубых сланцев не древнее конца мела. Интересное исследование выполнили ученые из ФРГ в кристаллическом комплексе Аттики и Киклад. Применив широкую гамму радиометрических методов (Rb/Sr, K/Ar, треки), они попытались расшифровать историю этого района. Она включает метаморфизм высокого давления, предположительно связанный с субдукцией к северу; в эоцене; метаморфизм Барроу и гранитный плутонизм в среднем и позднем миоцене; интенсивное поднятие массива в позднем миоцене (10—20 км, судя по размыву глубоко метаморфизованных пород, т. е. со скоростью 1 см/год); образование офиолитовых и прочих покровов, запечатанных плиоценом.

Из докладов по Эгейскому бассейну существенный интерес представил доклад Н. Лалехоса и Эд. Савоя, сообщившим, что в Северо-Эгейской впадине расчлененной на систему горстов и грабенов, обнаружена непрерывная серия морских обломочных осадков миоцена и плиоцена мощностью 3—5 км с развитием эвапоритов в районе к востоку от о. Тассос. Ж. Мерсье показал сложное чередование во времени, начиная с позднего миоцена (9 млн. лет), фаз сжатия и растяжения в Эгейской дуге. П. Кронберг и Р. Гюнтер представили карту разломной тектоники Эгейского региона, полученную в

результате дешифрирования космоснимков с «Лэндсата». Разломы имеют выдержанную ориентировку ЗСЗ, ССЗ, СВ, ВСВ, ЮВ независимо от возраста и характера деформаций пород. Эту сеть разломов докладчики считают молодой ( $N_2-Q$ ), но, возможно, связанной с омоложением более древних ослабленных зон.

Основная дискуссия на коллоквиуме развернулась по вопросу о геодинамической природе Эгейского региона. Одни склонны рассматривать современную Эллинскую дугу как зону субдукции (З. Ле Пишон и др.), другие возражают против такого толкования, указывая на то, что к югу от этой дуги нет типичной океанической коры, как нет ее и в Эгейском море (данные по Ионическому морю, где мощность коры около 20 км, неоднозначны). Интерпретируя данные о сейсмичности Эгейского региона, одни усматривают вдоль Критской дуги зону Беньюфа, а на севере — следы древней зоны Беньюфа, другие оспаривают это представление. Обнаруженное ГСЗ утонение коры и разуплотнение верхней мантии в Эгейском море рассматривается И. Макрисом как свидетельство существования здесь мантийного диапира. Однако большинство высказывалось в пользу интерпретации геодинамики Эгейского региона с позиций тектоники плит; некоторые указывали на мантийный диапиризм как на побочное явление.

Доклады коллоквиума в Измире группируются в следующие разделы: геология Эгейского морского бассейна, островов и прилегающих областей суши; геология кристаллических массивов; приложение геофизики к проблемам геологии Эгейского региона; геология Таврида; проблемы петрологии, геохимии, геохронологии и экономической геологии; геология Эгейского региона и Восточного Средиземноморья; вопросы палеонтологии и стратиграфии; офиолиты Эгейского региона и Восточного Средиземноморья.

Наибольший интерес вызвали доклады, посвященные палеотектонике Эгейского региона и Средиземноморья в целом, а также доклады по проблеме офиолитов.

Предметом острой дискуссии оказались проблемы строения Таврида и в особенности западной их части. Французские геологи (Ж. Брюнн, О. Моно, Ж. Марку, А. Пуасон, Жюто), работающие в этом регионе в течение ряда лет, представили концепцию о покровном строении таврида. Согласно этим взглядам, источник покровов как офиолитовых, так и аллохтонных, по их мнению, карбонатных серий расположен на севере, севернее Мендересского массива. Автохтон представлен фронтальной частью Аравийской плиты, а на севере — массивом Мендерес и его метаморфизованным осадочным чехлом. Представление о северном источнике офиолитовых покровов (возраст пиллоу-лав от триаса до нижнего мела) хорошо согласуется с распределением мезозойско-кайнозойских андезитовых поясов Турции, Кавказа и Ирана. Об этом упоминалось в докладах Г. С. Закариадзе (СССР), Танера (Турция), Джассима (Ирак). В докладах французских геологов в свете вышеотмеченных идей рассматривались также вопросы корреляции геологических особенностей Анатолида и Таврида с Кипром, Эгейской дугой и Эллинидами. В качестве оппонентов концепции северного источника покровов выступили Робертсон и Вудсток (Англия) и Демирташи (Турция). Согласно их реконструкциям, надвижение офиолитов и пластин осадочного происхождения было направлено с юга и юго-востока на Север и Северо-восток как на Кипре, так и в Западном Тавре (покровы Анталы). Э. Демирташи возражал также против аллохтонной природы карбонатных толщ, подчеркивая их сходство с чехлом Мендересского массива и олистолитовую, а не клипповую природу крупных глыб.

Из докладов по офиолитам следует отметить доклад Жюто (Франция), в котором были представлены результаты детального изучения внутреннего строения офиолитовых массивов Восточного и Западного Тавра, а также доклады Ялмаза (Турция), Кайя (Турция), Буда и Аль-Хашими (Ирак). Жюто привел интересные детали развития толетового дайкового комплекса. Ялмаз описал интересную картину надвижения кристаллического фундамента (с севера на юг) на аллохтонный офиолитовый комплекс в районе Анкары (область Сакарья), а Кайя указал на наличие в Северо-Западной Анатолии не только мезозойских, но и позднепалеозойских офиолитовых комплексов.

Совещание в Турции сопровождалось несколькими экскурсиями в Северо-Западную Анатолию. Отметим лишь экскурсию, во время которой в массиве Каздаг советские участники познакомились с тремя главными комплексами: нижним мафическим (метадуниты, серпентиниты, метагаббро, амфиболиты, мраморы), гнейсовым (кристаллические сланцы, разнообразные гнейсы) и карбонатным (мраморы, включающие силикаты — диопсид, скаполит, плагиоклаз, сфен, кварц и известняки). Все три комплекса интенсивно смяты, причем, как указали г-ды Э. Бингель и др., направление и стиль складчатости во всех комплексах одинаковы. Огромное впечатление производит ингенсивная изоклиальная складчатость в нижнем мафическом комплексе.

Нижнетриасовый комплекс Каракая, несогласно перекрывающий массив Каздаг, представляет собой флишево-олистостромовый комплекс. В нем содержатся огромные олистолиты (несколько сот метров) пермских известняков, а также материал гнейсового и офиолитового комплексов. Олистостромовый комплекс подстилается комплексом массивных спилитовых лав с олистолитами пермских известняков. Обращает на себя внимание высокая щелочность и титанистость лав ( $K_2O$  до 1,85%,  $TiO_2$  до 2,88%). Как лавовый, так и олистостромовый комплексы несут следы метаморфизма зеленосланцевой фации. Таким образом, уже в раннем триасе намечаются явления сжатия комплекса и поднятия изотерм, что сопровождается базальтовым вулканизмом повышенной щелочности. По устному сообщению Э. Бингеля, подобное явление характерно для всей Северной Анатолии, причем средние и верхне-триасовые и нижнеюрские образования не метаморфизованы.

Г. С. Закариадзе, Ю. Г. Леонов, В. Е. Хаин

## К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» освещает общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы и природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа должна быть представлена в окончательно подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: h и n, g и q, l и e, I и J и др., а также делать четкое различие между O (большим), o (малым), и 0 (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилии и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания; для книг — название работы, изд-во, место и год издания.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора и год издания.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательны ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющих на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье должна быть приложена аннотация (до 1 стр. машинописного текста) и для всех статей — краткий реферат для ВИНТИ (1—2 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Корректурa статьи авторам не высылается. В подготовленном к набору (отредактированном и перепечатанном) оригинале статьи нужно тщательно проверить текст и рисунки. Все исправления и дополнения делать только простым карандашом.

16. Проверенный текст статьи и рисунков подписать карандашом «в печать»: в тексте — в конце статьи, на рисунках — на обороте.

17. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.

***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 07.07.78 | Подписано к печати 30.08.78 | Т-14065          | Формат бумаги 70×108 <sup>1/16</sup> |
| Высокая печать         | Усл. печ. л. 10,5           | Уч.-изд. л. 11,6 | Бум. л. 3,75                         |
|                        |                             | Тираж 2045 экз.  | Зак. 4220                            |

---

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 30228

**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»**

**Готовится к печати книга**

**«Тектоническое развитие земной коры и разломы». 22 л. 3 р. 30 к.**

Отв. ред. чл.-корр. АН СССР Ю. М. Пушаровский.

В сборник включены статьи известных советских и зарубежных тектонистов, посвященные проблеме формирования земной коры и роли разломов в ее структуре. Большое внимание уделено тектонике офиолитов, движениям земной коры на континентах и в океанах, закономерностям геосинклинального процесса, образованию гранитно-метаморфического слоя. Выводы основаны на рассмотрении тектоники Урала, Средней Азии, Корякского нагорья, Альпийского пояса Евразии, Карибского региона, Красного моря и некоторых других районов.

Книга рассчитана на широкий круг исследователей, интересующихся общими и региональными проблемами строения и структурной эволюции земной коры.

**Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазина «Книга — почтой» «Академкнига»:**

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, 90, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700029 Ташкент, 29, ул. К. Маркса, 28; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.



**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»**