

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1974

СОДЕРЖАНИЕ

Г. И. Макарычев. Проблема становления «гранитного» слоя земной коры на примере западного Тянь-Шаня	3
М. Л. Сомин, Г. Мильян. Некоторые черты структуры мезозойских метаморфических толщ Кубы	19
Т. М. Уткельбаев. К теории изостазии	31
П. Ф. Иванкин, Э. Э. Фотиади, А. П. Щеглов. Опыт построения моделей тектоносферы подвижных поясов	35
О. Г. Жеро, Л. В. Смирнов, В. С. Сурков. О роли горизонтальных движений в формировании современной структуры Алтае-Саянской складчатой области	52
В. М. Мерзляков, М. И. Терехов, С. Г. Бялобжеский. О срединных массивах Северо-Востока СССР	61
К. К. Сорвачев. Пластические деформации пород Кодаро-Удоканского района гранито-гнейсовых куполов Восточной Сибири	74
Т. Аб. Гасанов. О меланже Шахдагского хребта (Малый Кавказ)	86
О. П. Апольский. О происхождении впадин Черного моря и Южного Каспия	94
В. С. Попович. Структуры мезозойского комплекса Керченского полуострова	98
С. Ф. Скобелев, П. В. Флоренский. Голоценовые тектонические деформации и оползни в Вахшской надвиговой зоне	104
В. И. Астахов. Основные закономерности новейшего тектогенеза Северного Урала	108

Краткие сообщения

Л. Ф. Добржинская, В. С. Федоровский. Структура докембрийских толщ на северо-западном побережье оз. Байкал	117
--	-----

Рецензии

Ю. А. Косыгин, В. А. Соловьев. Мезозойды севера Тихоокеанского кольца и теория геосинклиналей	121
---	-----

Хроника

Тектоника срединных массивов	124
--	-----

GEOTECTONICS

SEPTEMBER — OCTOBER

MOSCOW

№ 5, 1974

CONTENTS

G. I. Makarychev. The formation problem of the «granitic» layer of the crust on the example of Western Tien Shan	3
M. L. Somin, G. Millán. Some features in the structure of Mesozoic metamorphic strata on Cuba	19
T. M. Utkelbaev. To the theory of isostasy	31
P. F. Ivankin, E. E. Fotiadi, A. P. Scheglov. An experience of modelling the tectonosphere of mobile belts	35
O. G. Zhero, L. V. Smirnov, V. S. Surkov. On the role of horizontal movements in the formation of the present structure of the Altai-Sayany folded area	5
V. M. Merzliakov, M. I. Terekhov, S. F. Bialobzhesky. On median massifs in the North-East of the USSR	61
K. K. Sorvachev. Isostatic rock deformation in the Kodaro-Udokan region of granitogneissic domes of Eastern Siberia	74
T. Ab. Gasanov. On the melange of the Shakhdag mountain range (Lesser Caucasus)	86
O. P. Apolsky. On the origin of deeps in the Black Sea and the Southern Caspian	94
V. S. Popovich. Structures of the Mesozoic complex on Kerch Peninsula	98
S. V. Skobelev, P. V. Florensky. Holocene tectonic deformations and landslides in the Vakhsh upthrust zone	104
V. I. Astakhov. Fundamental regularities in the latest tectogenesis of Northern Urals	108

Brief Notes

L. F. Dobrzhinetzkaia, V. S. Fedorovsky. Structure of Precambrian strata on the north-western coast of Lake Baikal	117
---	-----

Reviews

Yu. A. Kosygin, V. A. Soloviev. Mesozoides in the north of the Circumpacific belt and the theory of geosynclines	121
---	-----

Chronicle

Tectonics of median massifs	124
---------------------------------------	-----

УДК 551.241+551.14+14 (235.216)

Г. И. МАКАРЫЧЕВ

**ПРОБЛЕМА СТАНОВЛЕНИЯ «ГРАНИТНОГО» СЛОЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

На основе анализа тектонической и магматической эволюции геосинклиналей Западного Тянь-Шаня сделан вывод о заложении геосинклиналей на коре океанического типа. В ходе геосинклинального процесса происходит полиметаморфическое преобразование пород верхней мантии (гипербазитов) в породы коры континентального типа. Гранито-гнейсовый фундамент формировался длительно, причем процесс этот постепенно мигрировал из Северного Тянь-Шаня в Южный.

Проблема связи гранитоидного магматизма и метаморфизма с развитием геосинклинальных систем всегда привлекала внимание геологов. Интерес к ней особенно возрос в последнее десятилетие в связи с выявлением больших различий в строении коры океанов и континентов. Теперь твердо установлено геологическое строение дна океанов не только геофизическими методами, но и прямыми геологическими исследованиями (океанское бурение, драгирование). Одновременно получили подтверждение представления геологов об отсутствии в океанах проявлений гранитоидного магматизма. Напротив, на континентах в пределах древних платформ и в складчатых поясах разного возраста были обнаружены фрагменты разреза коры океанического типа, находящиеся в тектонических соотношениях с блоками сиалической коры, которые прочизаны множеством поколений гранитоидов. Такие резервы установлены в Альпийской складчатой области и на Кубе (Пейве, 1969; Книппер, 1970, 1973), в герцинидах Урала (Пейве и др., 1971), на Тихоокеанском побережье (Марков, 1973), в фундаменте Восточно-Европейской платформы (Новикова, 1973). Сравнение разрезов офиолитовой ассоциации и перекрывающих ее формаций в эвгеосинклинальных зонах складчатых поясов континентов с разрезами коры современных океанов выявило разительное их сходство как по составу пород, так и по последовательности их образования. Тем самым была установлена общая закономерность строения нижних членов разреза эвгеосинклинальных зон континентов и разрезов современной океанической коры.

Эти новые факты привели к пересмотру основных положений учения о геосинклиналях. Прежде всего это коснулось существа геосинклинального процесса. Если еще совсем недавно геосинклинальный процесс рассматривался с точки зрения времени и механизма формирования складчатой структуры осадочной области Земли, то теперь многие исследователи считают, что в ходе геосинклинального процесса происходит формирование «гранитного» слоя земной коры. Сам «гранитный» слой вторичен по отношению к «базальтовому» слою Земли (Пейве и др., 1971). Этот принципиально новый генетический подход к определению геосинклинального процесса, сущность которого заключается в преобразовании вещества мантии с последовательным формированием «базальтовой» и «гранитной» оболочек Земли, делает неизбежным изучение различных форм связей проявлений гранитоидного магматизма и метаморфизма на протяжении всей истории тектонического развития геосин-

клинальных систем от момента их зарождения до превращения в складчатые системы. Давно известна связь процессов метаморфизма и гранитоидного магматизма с геосинклинальными областями. Именно эти процессы и приводят к формированию собственно сиалической коры, которая рождается в ходе геосинклинального развития (Штрейс, 1968). В связи с этим особое значение приобретает изучение ранних стадий развития эвгеосинклиналией.

Складчатые сооружения Западного Тянь-Шаня и их продолжение в Южном Казахстане (хр. Каратау) являются благоприятным объектом для решения общих вопросов эволюции геосинклинального процесса. В этом регионе обнажаются структуры, развитие которых началось в докембрии и завершилось в позднем палеозое, и следовательно, имеется возможность проследить особенности проявления процессов метаморфизма и гранитообразования на разных стадиях геосинклинального развития.

Среди складчатых сооружений этой территории выделяются три зоны: Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань. Продолжение первых двух зон можно видеть в хр. Каратау. Зона Южного Тянь-Шаня заканчивается в Западном Узбекистане. Эти зоны различаются набором формаций, длительностью развития и возрастом складчатости. Представление о разном возрасте складчатых зон Тянь-Шаня возникло в результате работ нескольких поколений геологов, в том числе Д. В. Наливкина, В. А. Николаева, А. В. Пейве, В. И. Попова, Г. С. Поршнякова, В. Н. Огнева, Д. П. Резвого, Н. М. Сеницына, А. А. Богданова, В. Г. Королева, В. И. Кнауфа, А. Е. Довжикова, Е. И. Зубцова и др. В своих построениях названные исследователи считали (многие считают и теперь), что геосинклинали Тянь-Шаня (и эвгеосинклинали также) закладывались на докембрийском сиалическом фундаменте в результате его раздробления глубинными разломами и погружения блоков с последующей их переработкой. Доказательством этому служили разрозненные выходы докембрийских образований среди складчатых сооружений палеозойского периода.

Это традиционное представление в свете новых данных должно быть пересмотрено. В этом меня убеждает обнаружение фрагментов океанической коры геологического прошлого как в докембрийских структурах Северного и Срединного Тянь-Шаня, так и в позднегерцинской зоне Южного Тянь-Шаня, а также эволюция процессов метаморфизма и гранитообразования в ходе геосинклинального развития этой территории.

ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ ПОРОД ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ В СКЛАДЧАТЫХ ЗОНАХ ЗАПАДНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В зоне Северного Тянь-Шаня породы офиолитовой ассоциации обнажаются в Макбальском антиклинории Киргизского хребта и в урочище Бессаз в Большом Каратау. Офиолитовая ассоциация в этих районах слагает тектонические блоки среди докембрийских образований. Один из таких блоков (Караарчинский) расположен на западном крыле Макбальского антиклинория. Протяженность блока 25 км при ширине 1,5 км. Ранее породы, слагающие этот блок, принимались за интрузию габбро-диоритового состава.

Основание разреза здесь сложено серпентинитами, серпентинизированными перидотитами, которые сменяются вверх по разрезу полосчатыми и массивными габбро (рис. 1, I—II). Среди этих пород заключены тела листовитов и гранатовых амфиболитов. Последние всегда ассоциируют с полосчатыми габбро. В свою очередь среди габбро присутствуют реликтовые тела серпентинитов. Породы подверглись гранитизации с образованием полос и гнезд плагитогранитного состава. На этом комплексе без видимого несогласия залегает амфиболито-яшмоидная толща

верхнего докембрия (терекская свита). В амфиболитах сохранились реликтовые структуры эффузивов. Осадочные породы представлены тонкослоистыми кремнистыми сланцами. Эта толща слагает синклинальную складку. Северо-восточное крыло ее оборвано разломом, за которым снова обнажается гипербазит-габбровый комплекс офиолитовой ассоциации.

К северо-востоку от Караарчинского блока в ядре Макбальского антиклинория И. А. Ефимов (1964) описал эклогитовую формацию пород, сложенную гранат-омфацитовыми эклогитами, гранат-амфиболовыми, амфибол-клиноцоизитовыми, кварц-гранат-мусковитовыми породами. Эти породы связаны между собой постепенными переходами. Эклогиты названный автор отнес к породам верхней мантии, а гранат-содержащие породы к продуктам их метасоматического изменения. Присутствие гранатовых амфиболитов среди гипербазит-габбрового комплекса в Караарчинском блоке, а также в эклогитовой формации ядра Макбальского антиклинория указывает на петрографическое родство этих комплексов, возникших, видимо, в результате полиметаморфических преобразований общего гипербазитового субстрата.

По данным И. А. Ефимова, эклогитовая формация с резким стратиграфическим и тектоническим несогласием перекрывается слюдяными кварцитами макбальской свиты. Последняя содержит обломочные цирконы с возрастом 1840 ± 170 млн. лет (Киселев, Королев, 1972). Макбальская свита вверх по разрезу сменяется нельдинской свитой, сложенной кристаллическими сланцами, амфиболитами, гнейсами и мраморами. Еще выше залегает каиндинская свита, в которой преобладают гранато-слюдяные сланцы. Если принять во внимание, что этот комплекс пород перекрывается кенкольской свитой, в составе которой известны строматолитовые постройки среднерифейского возраста, то возраст гипербазит-габбрового комплекса Караарчинского блока и его метаморфизованных аналогов в ядре Макбальского антиклинория может быть только дорифейским.

В хр. Большой Каратау офиолитовая ассоциация слагает Бессазский блок, расположенный на его северном склоне. Этот блок образован сложной по составу полиметаморфической толщей (рис. 1, IV—IV). Протяженность блока 30 км при ширине до 5 км. Тектоническое положение Бессазского блока и его строение подробно рассмотрены в специальной статье (Макарычев, Пазилова, 1973), поэтому здесь дается его краткое описание. В составе бессазской серии выделены два комплекса пород, образовавшиеся по двум принципиально различным толщам. Первый — серпентинит-габбро-амфиболитовый комплекс представлен гипербазитами и продуктами их метаморфизма. Это пироксен-цоизитовые и амфибол-цоизитовые породы, амфиболиты, в том числе гранатовые и пироксеновые, пироксен-плагноклазовые и амфибол-плагноклазовые породы, роговообманковые и двупироксеновые габбро. Для комплекса в целом характерно полосчатое строение. Породы комплекса связаны постепенными переходами от серпентинитов к двупироксеновым габбро. Метаморфизм пород комплекса характеризуется гранулитовой (реликты) и амфиболитовой фациями. Второй — сланцево-амфиболитовый комплекс — представлен стратифицированными отложениями вулканогенно-осадочного генезиса, метаморфизованными в амфиболитовой фации. В нижней части комплекса (жунусатинская свита) преобладают ортоамфиболиты, амфиболовые гнейсы и роговообманковые сланцы. Присутствуют прослой мраморов. В карагузской свите (верх разреза) преобладают гранато-слюдяные, преимущественно мусковитовые и двуслюдяные сланцы. Оба комплекса пород подверглись гранитизации с образованием гранитоподобных пород и плагногранито-гнейсов.

Контакт между этими комплексами тектонический, поэтому возраст-

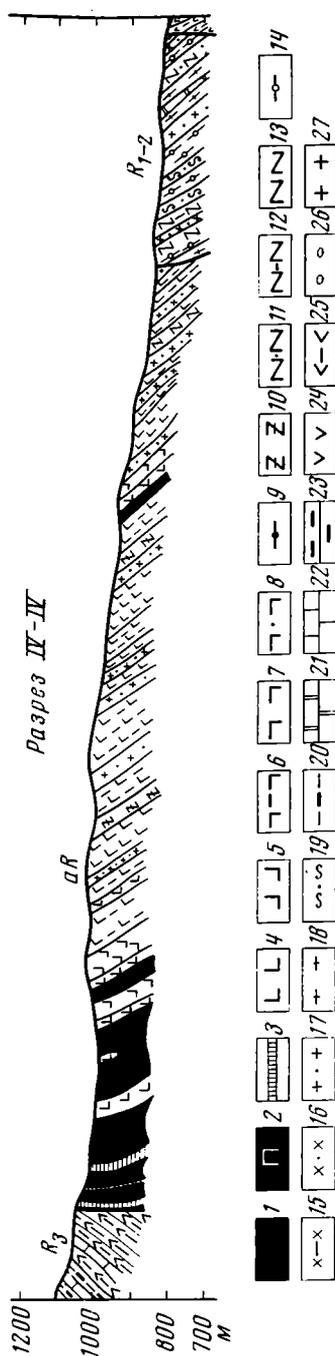


Рис. 1. Геолого-петрографические разрезы. I—I — Караарчинский блок; II—II — Нижне-Касанская антиклиналь; III—III — Междуречье Иштамберды — Касансай; IV—IV — Бессазский блок. Породы меланократового фундамента (1—10): 1 — серпентиниты; 2 — перидотиты; 3 — листвениты; 4 — пироксен-цоизитовые породы; 5 — пироксен-цоизит-амфиболовые породы; 6 — полосчатые габбро; 7 — габбро-амфиболиты; 8 — горнблендиты; 9 — эклогитоподобные породы; 10 — гранатовые амфиболиты. Геосинклиналиные образования (11—27): 11 — полосчатые амфиболиты; 12 — амфиболовые гнейсы и сланцы; 13 — амфиболиты с реликтами эффузивных пород; 14 — «сочковые» амфиболовые и биотитовые гнейсы; 15 — диорито-гнейсы; 16 — диориты; 17 — плагиогранито-гнейсы; 18 — биотитовые гнейсы; 19 — биотит-гранатовые сланцы; 20 — биотитовые кварциты; 21 — мраморы; 22 — известняки; 23 — ямши и кремнистые сланцы; 24 — эффузивы; 25 — зеленые сланцы; 26 — конгломераты; 27 — граниты

ные соотношения решаются на основании установленной последовательности в проявлении метаморфических процессов и радиологическими данными. Метасоматические процессы, преобразовавшие серпентиниты в породы полосчатого габброидного комплекса (пироксенизация, цоизитизация и фельдшпатизация), предшествовали процессам метаморфизма — амфиболитизации и плагиогранитизации. Возраст метаморфизма карагузской свиты по мусковиту из сланца оценивается в 934 млн. лет (калий-аргоновый метод), что позволяет апосерпентинитовый комплекс пород отнести к дорифейским образованиям. Продукты размыва этих комплексов содержатся в базальных конгломератах венда (?) — нижнего палеозоя.

В Среднем Тянь-Шане породы офиолитовой ассоциации обнатованы в Касанском антиклинории. На водоразделе рек Касан — Иштамберды (рис. 1, III—III) гранатовые амфиболиты и листвениты ассоциируют с серпентинитами, полосчатыми и массивными габбро. Эти породы участвуют в складках, слагающая ядра частных антиклиналей. Они перекрываются различными гнейсами и кристаллическими сланцами. Аналогичный разрез вскрыт в ядре Нижне-Касанской антиклинали (рис. 1, II—II).

Эклогитоподобные породы типа друзитов здесь сохранились в виде гнезд среди гранатовых амфиболитов, окруженных полосами лиственитов. И хотя сами гипербазиты в разрезе не сохранились, наличие лиственитов, а также реликтов серпентина в гранатовых амфиболитах свидетельствует о былом их существовании здесь. Крылья Нижне-Касанской антиклинали сложены слюдяно-гранатовыми сланцами, амфиболовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, ортоамфиболитами и мраморами. Этот

комплекс с несогласием перекрывается конгломератами венда (?) — нижнего палеозоя, содержащими обломки полосчатых габбро и диорито-гнейсов. В Пскемском антиклинории аналогичный метаморфический комплекс прорывается гранитоидами с возрастом 830 млн. лет (Гесь, 1967), что соответствует низам верхнего рифея. Следовательно, возраст пород офиолитовой ассоциации более древний.

Породы офиолитовой ассоциации в Касанском и Макбальском антиклинориях, так же как и в Бессазском блоке, претерпели два этапа метаморфизма, поздний из которых связан с амфиболизацией и сопутствующей ей плагиогранитизацией. Все это обусловило однородный метаморфизм нижних частей разрезов этих регионов. Исключительная приуроченность эклогитов и гранатовых амфиболитов к выходам габбро, по-видимому, указывает на их генетическое родство.

Вместе с тем метасоматические и метаморфические процессы, а также наложенный диафторез сильно изменили облик первичных глубинных пород в структурных зонах Северного и Среднего Тянь-Шаня.

В зоне Южного Тянь-Шаня разрез офиолитовой ассоциации обнажен в Алайском хребте (урочище Сартале). Этот разрез изучен мною совместно с Я. С. Висьневским и летом 1973 г. был показан участникам экскурсии Международного симпозиума «Офиолиты в земной коре» (Макарычев, Висьневский, 1973). Породы офиолитовой ассоциации слагают тектонический блок, орграфически совпадающий с Охнинской долиной.

Основание разреза здесь сложено серпентинитами и серпентинизированными перидотитами (рис. 2). Выше ультрабазиты сменяются полосчатыми и массивными габбро, в которых заключены тела серпентинитов неправильной формы. Граница ультрабазитов и габбро постепенная в разрезе и извилистая в плане. Также без резкой границы массивные габбро сменяются габбро-диабазитами с характерной шаровой отдельностью, напоминающей подушечную отдельность лав. На этом комплексе с конгломератами в основании (с галькой габбро-диабазов) залегает эффузивно-кремнистая толща, в которой присутствуют пикриты, спилиты, диабазы, плагиопорфириты, горизонты и линзы красных яшм. Метаморфизм вулканогенной толщи соответствует низким ступеням фации зеленых сланцев. Они несогласно перекрываются терригенно-сланцевыми отложениями нижнего силура, среди которых присутствуют маломощные покровы диабазовых порфиритов. Здесь в разрезе видна стратиграфическая последовательность пород офиолитовой ассоциации, не затуманенная процессами метаморфизма (амфиболизация и плагиогранитизация) и не нарушенная разрывами.

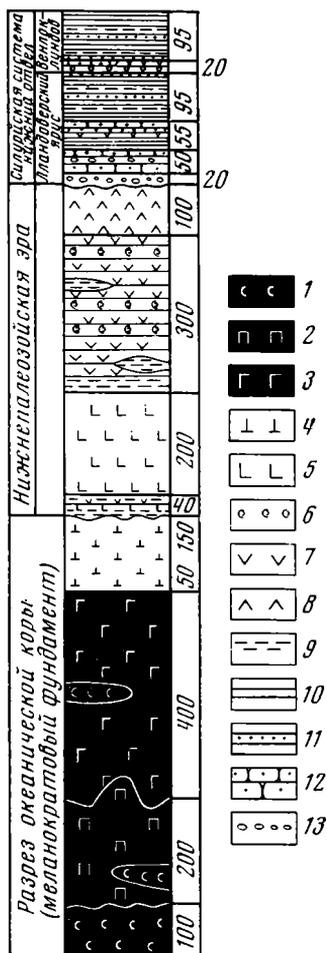


Рис. 2. Стратиграфическая колонка Сарталинской полосы.

1 — серпентиниты; 2 — перидотиты; 3 — полосчатые габбро; 4 — габбро-диабазы; 5 — пикритовые порфириты; 6 — спилиты; 7 — диабазы; 8 — плагиопорфириты; 9 — кремнистые сланцы и яшмы; 10 — глинистые сланцы; 11 — алевриты; 12 — граувакки; 13 — конгломераты

Здесь в разрезе видна стратиграфическая последовательность пород офиолитовой ассоциации, не затуманенная процессами метаморфизма (амфиболизация и плагиогранитизация) и не нарушенная разрывами.

Основание ассоциации сложено гипербазит-габбровым комплексом (нижний член ассоциации), перекрытым вулканогенно-кремнистой толщей (верхний член ассоциации), возраст которой в данном разрезе не моложе нижнего палеозоя. В этом случае возраст гипербазит-габбрового комплекса должен быть, по крайней мере, рифейским. Этот разрез имеет принципиальное значение для расшифровки нарушенных офиолитовых разрезов, на что обращали внимание А. В. Пейве (1969) и А. Л. Книппер (1970). Породы офиолитовой ассоциации в Охнинской долине слагают синформную складку, которая осложнена молодыми разрывами и надвинута к северу на отложения девона и карбона. Выходы их прослеживаются на восток к долине Акбуры и дальше в урочище Алдыяр. Структурное положение полосы распространения офиолитовой ассоциации интерпретируется различно. В трактовке Г. С. Поршнякова (1973) вся эта полоса является ядром синклиория. Д. П. Резвой (1973), напротив, считает, что она составляет ядро крупного антиклинория. Оба исследователя доказывают веерообразное строение этой полосы — в первом случае синклиория, во втором антиклинория. Новые данные однозначно свидетельствуют в пользу выводов Д. П. Резвого, хотя я не могу согласиться с ним в оценке движения масс в этой зоне. Все данные указывают однонаправленное движение структурных зон Туркестано-Алая на север с надвиганием на структуры Ферганской впадины.

В горном обрамлении Ферганы разрез офиолитовой ассоциации сильно нарушен, превращен в гигантскую тектоническую брекчию, цементом которой являются серпентиниты. Подобные образования (серпентинитовый меланж) слагают Южно-Тянь-Шаньский офиолитовый пояс огромной протяженности (Макарычев, Штрейс, 1973). В настоящее время наиболее хорошо изучена Канская полоса меланжа, а также меланж предгорий Ферганского хребта, где гипербазит-габбровый комплекс участвует в строении складчатых покровов (рис. 3, 4).

В составе меланжа на Кане и в других частях офиолитового пояса наряду с гипербазитами и габбро присутствуют блоки метаморфизованных пород рифейского возраста. В наиболее крупных блоках разрез рифея можно подразделить на три части. В нижней части обычно развиты актинолит-эпидот-хлоритовые, кварц-эпидот-альбит-серицит-хлоритовые, амфибол-эпидот-актинолитовые и другие «зеленые» сланцы. В локальных участках в них присутствует глаукофан. Петрографическое изучение сланцев показало, что они образовались за счет основных эффузивов, реликтовые структуры которых хорошо сохранились. Средняя часть представлена чередованием пестрых кремнистых сланцев с горизонтами розовых яшм и тонкослоистых пелитоморфных известняков. В верхней части преобладают граувакки с горизонтами малиновых кремнистых сланцев. Толща в целом метаморфизована в низкотемпературной фации зеленых сланцев. Видимая мощность ее в Восточной Фергане свыше 1500 м. В разных местах горного обрамления Ферганы эта толща выделяется под названиями канской, майлисуйской, маджерумской и атбашинской свит. Радиологический возраст этой толщи в Тамдытау около 1 млрд. лет, в Атбаша — 1100 млн. лет. Здесь очень важно отметить, что даже в покровах метаэффузивы рифея всегда располагаются стратиграфически выше гипербазитов и габбро, которые по разломам или в виде протрузий их прорывают (рис. 3). Вместе с тем в пределах пояса в составе меланжа повсеместно отсутствуют породы «гранитной» коры — гнейсы, слюдяные сланцы, гранитоиды. Это позволяет считать, что метаэффузивы рифея первоначально также залегали на гипербазит-габбровом комплексе.

Таким образом, из сказанного выше следует, что офиолитовая ассоциация слагает основание структурных зон Западного Тянь-Шаня. Она имеет двучленное строение: гипербазит-габбровое основание и перекрытый метаморфизованный или неметаморфизованный вулканогенно-кремнистый комплекс разного возраста.

А. Ранние стадии развития геосинклиналей

В структурно-фациальных зонах Западного Тянь-Шаня выше гипербазит-габбрового основания («меланократовый фундамент» — термин М. С. Маркова, 1970) всюду залегают вулканогенно-осадочные серии. В ненарушенных разрезах они залегают с перерывом. Сравнение разрезов этих серий в Северном и Срединном Тянь-Шане с разрезами Южного Тянь-Шаня и Ферганской впадины показывает, что они имеют одинаковый состав и строение и отличаются только по возрасту и степени метаморфизма пород.

В зоне Северного Тянь-Шаня, в Бессазском блоке хр. Б. Каратау это жунусатинская и карагузская свиты ниже(?) -среднерифейского возраста, сложные амфиболитами, амфиболовыми гнейсами, слюдянными сланцами и мраморами. В Караарчинском блоке Киргизского хребта это ортоамфиболиты и кремнистые сланцы терекской свиты докембрия. В Макбальском антиклинории это киргизская серия, состоящая из макбальской, нельдинской и каиндинской свит. В разрезе киргизской серии широко представлены эклогиты, гранатовые амфиболиты, гнейсы, слюдяно-гранатовые сланцы, кварциты и мраморы. Возраст серии оценивается по-разному. В. В. Киселев и В. Г. Королев (1972) относят ее к нижнему протерозою. Однако цифры радиологического возраста, известные здесь для метаморфических пород и гранитоидов, не древнее рифея. **В Срединном Тянь-Шане** меланократовый фундамент перекрывается породами касанской серии, значительная часть которой сложена амфиболитами, амфиболовыми гнейсами и сланцами. Весь этот комплекс пород до метаморфизма в амфиболитовой фации представлял собой мощную толщу основных эффузивов и кремнисто-глинисто-известковых глубоководных осадков. Следовательно, доступные наблюдению низы разреза этих зон имеют одинаковый состав и, видимо, близкий возраст и метаморфизованы в амфиболитовой фации. Глубоководный характер осадочных пород, основной состав магматических образований (отсутствие дифференциации) в сочетании с выдержанностью этого типа разреза на огромной площади Северного и Срединного Тянь-Шаня сближают условия развития этой территории в докембрии с условиями современных океанов.

Аналогичные условия развития имели место в **Ферганской впадине** и в **Южном Тянь-Шане**, только они были смещены во времени соответственно в поздний рифей и ранний палеозой. Действительно, если сравнить нижние члены разрезов этих структурных зон, то можно увидеть определенные черты сходства в их строении. Меланократовый фундамент докембрийского возраста перекрыт в них однообразным, но разновозрастным вулканогенно-кремнистым типом разреза. В Южном Тянь-Шане это разрез урочища Сартале, характерный для протяженной полосы Охнинско-Талдыкского антиклинория. В Ферганской впадине это разрез майлисуйской свиты и ее аналогов. Наличие больших масс пород основного состава под Ферганской впадиной подтверждается геофизическими методами (Кнауф, 1973).

Таким образом, вулканизм ранних стадий развития геосинклиналей Западного Тянь-Шаня характеризуется исключительно эффузивами основного и ультраосновного состава (пикриты Сартале). Подобный тип разреза всегда считался свойственным для эвгеосинклиналей. Эти вулканы во всех зонах залегают на меланократовом фундаменте, а это значит, что до начала рифея, а местами до раннего палеозоя, в Западном Тянь-Шане существовала кора океанического типа. Именно на этой коре в разное время произошло заложение эвгеосинклиналей, а не на жестком сиалическом основании, как считается до сих пор многими ис-

следователями. Сравнение осадконакопления ранних стадий эвгеосинклиналей прошлого с современными океанами позволяет рассматривать последние в качестве областей потенциального геосинклинального развития. Недаром в окраинных морях, островных дугах и глубоководных желобах многие исследователи видят современные геосинклинальные системы (Муратов, 1957; Васильковский, 1960; Хаин, 1964; Марков, 1970; Пушаровский, 1972; Зоненшайн, 1972, и др.). Сходство осадконакопления в эвгеосинклиналях и в современных океанах позволило А. В. Пейве, Н. А. Штрейсу и др. (1972) выделить океаническую стадию в развитии геосинклиналей прошлого.

Проявления гранитоидного магматизма на ранних стадиях геосинклинального процесса представлены плагиогранито-гнейсами. По характеру проявления плагиогранитизация — метасоматический процесс, приведший к образованию разнообразных метасоматитов, в том числе очень близких по составу и облику гранитам. Однако отсутствие магматических структур в этих породах свидетельствует о том, что магмы здесь не было и гранитоподобные породы не проходили магматической стадии в процессе своего формирования. По своей сути это первое проявление гранитоидного магматизма указывает на зарождение «гранитного» слоя земной коры. По времени проявления плагиогранитизация оторвана от осадконакопления. Она проявляется локально, поэтому остаются участки и целые зоны (Южный Тянь-Шань), не затронутые процессами плагиогранитизации, что обуславливает латеральную неоднородность коры. Анализ структурной приуроченности плагиогранито-гнейсов в зонах Северного и Срединного Тянь-Шаня показывает, что в главный геосинклинальный этап в этих местах возникают зоны первых геоантиклинальных поднятий. Напротив, зоны, не захваченные плагиогранитизацией, в дальнейшем длительное время остаются ареной мощного вулканизма и осадконакопления (Южный Тянь-Шань). Очевидно, первое проявление гранитоидного магматизма определяет изначальную структурную неоднородность эвгеосинклиналей.

Б. Главный геосинклинальный этап

Тектоническая дифференциация эвгеосинклиналей, зарождающаяся еще в раннюю стадию в результате гранитизации, на следующем этапе приводит к активному росту конседиментационных геоантиклинальных поднятий. Поэтому границы между этапами или стадиями геосинклинального процесса достаточно условны, что вытекает из анализа строения и истории развития конкретных геосинклиналей, и общим для них остается определенная направленность эволюции (рис. 5).

Бессазский блок и Макбальский антиклинорий — наиболее древние складчатые структуры в зоне Северного Тянь-Шаня. Как было показано, они сложены эвгеосинклинальными вулканогенно-осадочными формациями, метаморфизованными в амфиболитовой фации. Окружают их зеленосланцевые толщи позднего рифея. Бессазский блок расположен в центральной части Кокджотской горст-антиклинали. Эта крупнейшая структура Каратау сложена эффузивно-терригенно-карбонатным комплексом пород верхнего рифея. Кайнарская свита, залегающая в основании разреза и имеющая мощность свыше 2000 м, сложена зелеными сланцами, состав которых определяется различными сочетаниями амфибола, актинолита, эпидота, альбита, хлорита и кварца. Эта группа сланцев возникла за счет метаморфизма основных эффузивов и туфов. В метаэффузивах заключены линзы известняков, пачки кремнистых пород с микрокварцитовыми структурами, а также хлоритовые и серицитовые сланцы, представляющие собой метаморфизованные глубоководные осадки. Все эти образования слагают нижнюю половину разреза свиты. В верхней части заметную роль играют метаморфизованные ан-

дезитовые порфириты, кварцевые порфиры, а также туфы, граувакки и хлоритовые сланцы. Заканчивается разрез известняково-хлоритовыми сланцами и мраморизованными известняками шованской и бакырлинской свит. Для разреза в целом, особенно для его нижней части, характерна резкая фациальная изменчивость. В этом разрезе обращает внимание обилие основных эффузивов, их чередование с кремнистыми и кремнисто-глинистыми осадками, последовательная смена основных эффузивов средними и кислыми разностями, т. е. все те особенности, которые издавна считаются характерными для зрелых стадий (Муратов, 1963) эвгеосинклиналей или для переходной стадии (Пейве и др., 1972). Этот разрез как бы продолжает раннюю стадию и отличается от нее резким проявлением дифференцированных движений. Бессазский блок в начале верхнего рифея выступает в виде поднятия, а в конце рифея формируется Кумустинское поднятие, в которое внедрились диориты и прошли процессы калиевого метасоматоза. Возраст диоритов 720 млн. лет (Киселев, Королев, 1972).

В Макбальском антиклинории смена условий осадконакопления произошла резко после складчатости и образования гранито-гнейсов с возрастом 1 млрд лет. Здесь на вулканогенно-осадочной киргизской серии несогласно залегает кенкольская серия, сложенная тонко переслаивающимися известково-глинистыми и алевролитовыми сланцами, кварцитовидными песчаниками. Для этой серии характерна резкая фациальная изменчивость.

В Касанском антиклинории Срединного Тянь-Шаня формации ранних стадий перекрываются фациально изменчивой каратерекской свитой. В ее составе преобладают эпидот-актинолит-хлоритовые сланцы, замещающиеся по латерали амфиболизированными спилитами, диабазами, андезитовыми порфиритами и граувакками. Среди этих пород в форме протрузий присутствуют небольшие тела серпентинитов. Состав свиты, а также наличие серпентинитов показывают, что в отдельных участках Касанского антиклинория вплоть до верхнего рифея сохраняются условия, характеризующие ранние стадии геосинклинального процесса. Проявления гранитизации в таких участках прошли позже, в раннем палеозое. В участках, ранее претерпевших плагиогранитизацию, в позднем рифее происходило образование уже массивов диорито-гнейсов, плагиогранитов (Музбельский), гранодиоритов и гранитов (Бештор-Тундукский массив). Радиологический возраст последнего 830 ± 18 млн. лет. Структурно они располагаются в поднятиях рифейского возраста.

Начало каледонского этапа ознаменовалось усилением дифференцированных движений. На протяжении раннего и среднего палеозоя происходило разрастание поднятий за счет поглощения прогибов. Этот процесс нарушался фазами складчатости, однако ни одна из них вплоть до среднего карбона не привела к замыканию геосинклинали.

В венде (?) и раннем палеозое активно развиваются Таласское, Пскемское и Касанское поднятия, разделявшие Угамский, Сандалашский и Сумсарский прогибы. Вулканизм каледонской эпохи представлен андезитовыми, реже диабазовыми порфиритами. Эффузивы резко подчинены осадочным породам. Разрез в целом носит переходный характер между эв- и миогеосинклинальными типами (лептогеосинклинальный). Этот тип разреза в среднем девоне — раннем карбоне сменяется типичным разрезом миогеосинклиналей (рис. 5). История развития этих конседиментационных структур была рассмотрена специально (Штрейс, Макарычев, 1969), поэтому здесь необходимо только подчеркнуть унаследованность в их развитии и одновременно резкую асимметрию строения, обусловленную проявлением горизонтальных движений в период осадконакопления, а также изменение состава эффузивов в сторону их окисления. Если эффузивный магматизм проявлен в ослабленном виде, то процессы гранитообразования представлены широко и разнообразно,

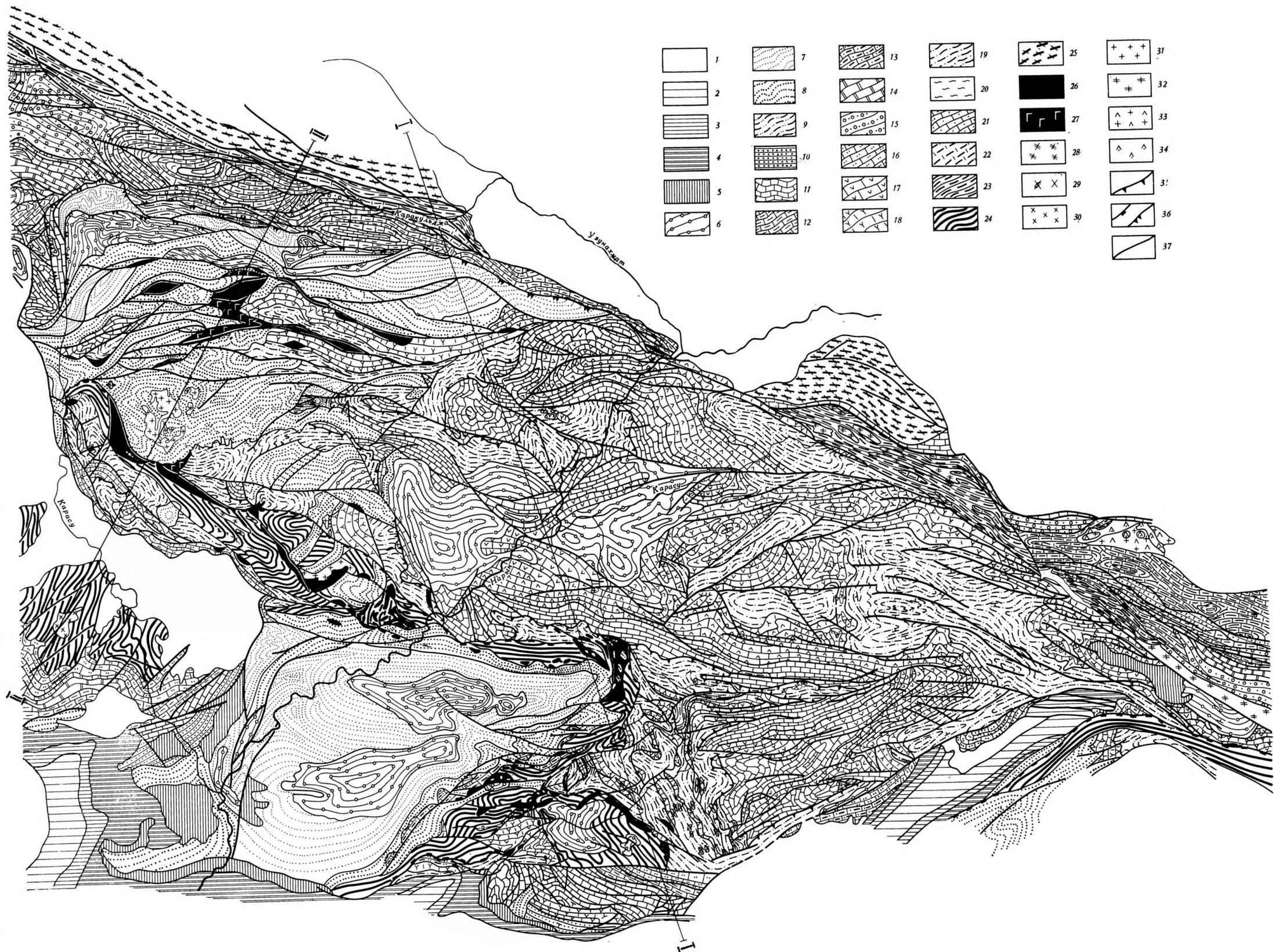


Рис. 3. Схематическая структурно-геологическая карта северо-восточной Ферганы. Составил автор с использованием материалов Г. И. Биска, В. Ф. Бородаенко, В. И. Долматова, Н. В. Иванова, В. И. Кнауфа, В. Н. Огнева, Г. С. Поршнякова, Л. И. Турбина, В. М. Тюленева, В. Ф. Хромкова.
 1 — четвертичные отложения; 2 — палеоген-неогеновые отложения; 3 — палеогеновые отложения; 4 — верхнемеловые отложения; 5 — юрские отложения; 6 — нижнепермские отложения: конгломераты, песчаники; 7 — верхнекаменноугольные отложения: песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки; 8 — средний карбон, московский ярус: конгломераты, песчаники, известняки; 9 — нижний карбон, намюрский ярус — средний карбон, башкирский ярус: конгломераты, песчаники, пестрые кремнистые сланцы, туфы, известняки; 10 — нижний карбон, намюрский ярус (для Ферганской впадины): конгломераты, песчаники, известняки; 11 — нижний карбон, визейский и намюрский ярусы: известняки; 12 — нижний карбон, турнейский ярус (для Среднего Тянь-Шаня и Ферганской впадины): известняки; 13 — верхний девон — нижний карбон (для Ферганской впадины): известняки; 14 — фаменский ярус (для Среднего Тянь-Шаня и Ферганской впадины): известняки; 15 — средний — верхний девон, живетский и франский ярусы (для Среднего Тянь-Шаня), тюлькубашская свита: конгломераты, песчаники, линзы известняков; 16 — средний — верхний девон, живетский и франский ярусы (для Ферган-

ской впадины); известняки, доломиты; 17 — средний девон, живетский ярус — верхний девон: андезитовые и диабазовые порфириты, известняки и доломиты; 18 — нижний девон — эйфельский ярус: конгломераты, диабазы, туфы, яшмы, рифогенные известняки; 19 — нижний, верхний силур, венлок — лудлов, сересуйская свита (для разрезов Южного Тянь-Шаня): граувакки, глинистые и кремнистые сланцы, диабазы, известняки; 20 — нижний силур, ландовери (для Среднего Тянь-Шаня): песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, диабазовые и андезитовые порфириты, рифогенные известняки; 21 — верхний ордовик (для Среднего Тянь-Шаня): песчаники, гравелиты; 22 — средний кембрий — средний ордовик, сандалашская свита (для Среднего Тянь-Шаня): тилитоподобные конгломераты, песчаники, кремнистые сланцы, известняки; 23 — нижний кембрий, шорасуйская свита (для Среднего Тянь-Шаня): конгломераты, песчаники, глинистые и кремнистые сланцы; 24 — рифей Ферганской впадины, майлисуйская свита: хлорит-серпичитовые, актинолитовые и другие зеленые сланцы, порфиритоиды и порфиритоиды; 25 — рифейский метаморфизованный комплекс Северного Тянь-Шаня; 26 — серпентиниты; 27 — габбро; 28 — габбро-диориты 29 — мелкие тела диоритов; 30 — сениит-порфириты; 31 — диорит-порфириты; 32 — проявление гранитизации; 33 — сенииты; 34 — монзониты, габбро, эссекиты; 35 — надвиги послебашкирские; 36 — надвиги посленепермские; 37 — разрывы разного возраста и типа

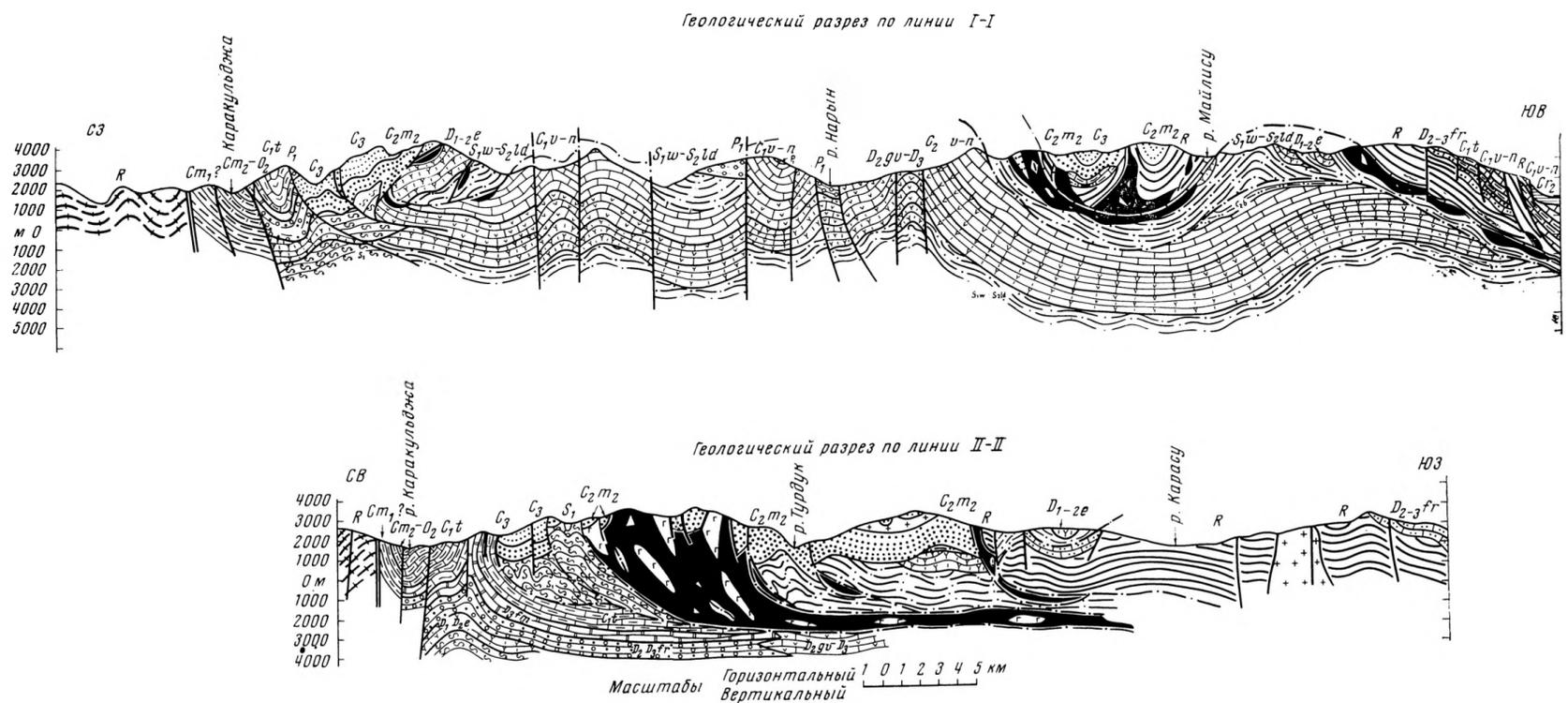


Рис. 4. Геологические разрезы (усл. обозн. на рис. 3)

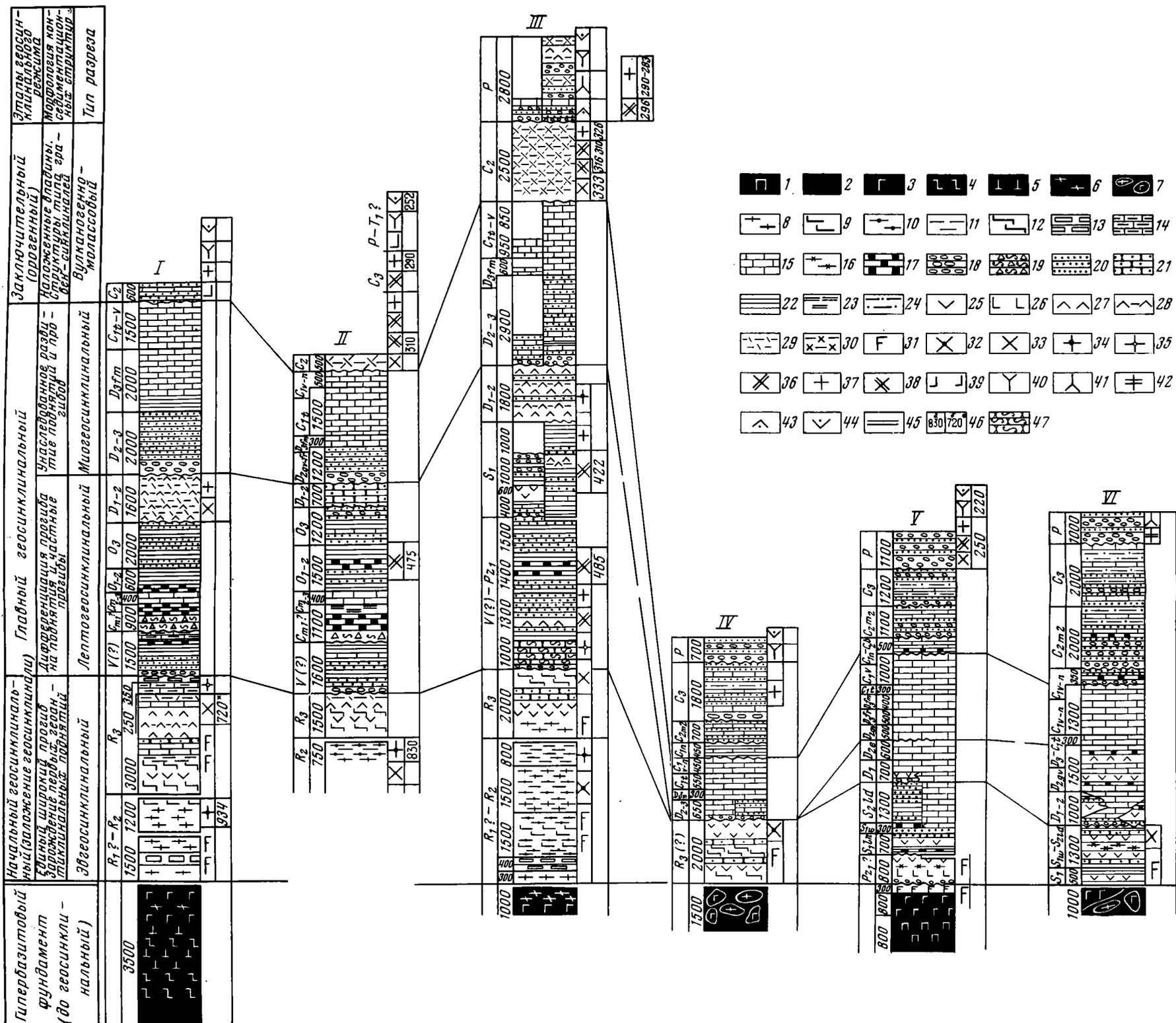


Рис. 5. Схема эволюции тектонического режима и магматизма в геосинклиналях Западного Тянь-Шаня. 1 — перидотиты; 2 — серпентиниты; 3 — дупироксеновое и роговообманковое габбро; 4 — пироксен-цоизитовые, пироксен-амфиболовые породы; 5 — роговообманково-плагноклазовые породы; 6 — габбро-амфиболиты; 7 — серпентинитовый меланж; 8 — амфиболиты и амфиболовые сланцы; 9 — гнейсы; 10 — слюдяно-гранатовые сланцы; 11 — кварциты и микрокварцитовые сланцы; 12 — зеленые сланцы; 13 — мраморы; 14 — известково-хлоритовые сланцы; 15 — яшмы; 16 — известняки; 17 — кремнистые сланцы; 18 — конгломераты; 19 — тиллитоподобные конгломераты; 20 — песчаники и алевролиты; 21 — граувакки и туфопесчаники; 22 — глинистые сланцы; 23 — углисто-кремнистые сланцы; 24 — алевроитовые сланцы; 25 — спилиты и диабазы; 26 — пикритовые порфириты; 27 — андезитовые порфириты; 28 — туфы андезитовых порфиритов; 29 — кварцевые порфиры; 30 — эффузивы смешанного состава; 31 — силлы и дайки габбро-диабазов; 32 — габбро-диориты, диорито-гнейсы; 33 — диориты, кварцевые диориты; 34 — плагнограниты; 35 — фельдшпатизация; 36 — гранодиориты, адамеллиты; 37 — граниты; 38 — сиенито-диориты, монцодиориты; 39 — габбро щелочное; 40 — гранит-порфиры, адамеллит-порфиры; 41 — гранодиорит-порфиры; 42 — плагногранит-порфиры; 43 — диорит-порфириты; 44 — сиениты, граносиениты, сиенит-порфиры; 45 — разрывы; 46 — абсолютный возраст: а) калий-аргоновые определения, б) альфа-свинцовый метод; 47 — слюдяные песчаники

при этом устанавливается связь гранитоидного магматизма с геантиклинальными зонами.

В Касанской геантиклинальной зоне первые проявления каледонского магматизма представлены массивами габбро-диоритового состава (Среднетерекский, Верхнесокурбельский, Кумбельташский). Они сменяются интрузиями зексайского гранитоидного комплекса. Он представлен крупными полигенными массивами. Для этих массивов характерны признаки становления как путем гранитизации ниже- и среднерифейского метаморфического комплекса, так и внедрения расплавов. Обычны две стадии: первая представлена гранодиоритами и тоналитами, вторая — лейкократовыми гранитами. Представители этого комплекса — Зексайский, Саардыкский, Алабукинский массивы. Радиологический возраст последнего 485 млн. лет. Следующими по возрасту оказываются силурийские гранодиориты Сумсарского массива с цифрой в 422 млн. лет. Наконец, становление Кытайульдинских массивов плагиогранитов, гранитов и адамеллитов приурочено к предживетскому воздыманию Касанской зоны. Этот комплекс завершает магматизм главного геосинклинального этапа. Следующие поколения гранитоидов Касанской геантиклинальной зоны образуют большие многофазные массивы батолитового типа, по возрасту охватывающие отрезок времени от среднего карбона до перми и, возможно, триаса. Их образование связано с заключительным этапом развития геосинклиналей.

Несколько поколений гранитоидов выявлено в Таласской и Пскемской геантиклинальных зонах. Всего в Чаткальской части Срединного Тянь-Шаня выявлены 14 комплексов гранитоидов и два этапа фельдшпатизации. Их образование происходило непрерывно-прерывисто от раннего рифея до триаса (?) (Макарычев, Гесь, 1971).

В то время как в Северном и Срединном Тянь-Шане в позднем рифее формируются геантиклинальные поднятия и в них происходит гранитообразование, на территории современной Ферганской впадины в это время на коре океанического типа только складывается эвгеосинклиналь. Эта своеобразная структура Тянь-Шаня резко отличается от окружающих зон (рис. 5, IV). В ней формации ранних стадий после длительного перерыва перекрываются исключительно выдержанными по площади карбонатными осадками. Процессы метаморфизма (зеленосланцевая фация) здесь имели место в позднем рифее, а гранитообразование в позднем палеозое.

В Южном Тянь-Шане заложение эвгеосинклинали сместилось в ранний палеозой. Интенсивный рост поднятий начался в силуре и продолжался в девоне, а местами и в карбоне. Если отложения нижнего силура довольно выдержаны, то для верхнесилурийских и особенно ниже- и среднедевонских толщ характерны резкие изменения мощностей и фаций (Поршняков, 1973). Одновременно меняется состав эффузивов. Среди них преобладают разности среднего состава с резко выраженными порфиоровыми структурами. В этой зоне процессы гранитообразования прошли только в верхнем карбоне и перми одновременно и в геантиклинальных структурах силурийского возраста и в позднепалеозойских прогибах.

Таким образом, отчетливо устанавливается тесная связь между унаследованно развивающимися геантиклинальными структурами и длительным процессом формирования в них гранитоидов. Зарождаясь в поднятиях, гранитоидный магматизм смещается в прогибы, в результате в геосинклинальной системе возникают крупные участки «гранитной» коры. Неравномерность процесса гранитообразования, растянутость во времени на протяжении главного геосинклинального этапа обуславливает гетерогенное строение коры эвгеосинклиналей, когда наряду с участками «гранитной» коры сосуществуют безграницные участки. Такие участки могут длительное время оставаться не затронутыми гранитообразованием (Ферганская впадина, Южный Тянь-Шань).

В. Заключительный (орогенный) этап

Заключительный этап геосинклинального режима резко отличается от предшествующих этапов как по структурообразованию, так и по набору магматических и осадочных формаций. Особенности этого этапа освещены в работах А. А. Богданова (1959), М. В. Муратова (1963) и обстоятельно разобраны в многочисленных публикациях А. А. Моссаковского, недавно обобщенных им в докторской диссертации (1973).

Зона Северного Тянь-Шаня вступила в заключительный этап в позднем ордовике — раннем силуре, области Срединного и Южного Тянь-Шаня — одновременно после главной складчатости на границе раннего и среднего карбона. В Срединном Тянь-Шане на протяжении среднего карбона, перми и нижнего триаса (?) на фоне общего воздымания всюду формируются наложенные впадины (мульды проседания) и структуры типа грабен-синклиналей. Они заполняются грубообломочными моласса-ми, чередующимися с продуктами наземной вулканической деятельности. Вертикальный ряд вулканических формаций представлен андезито-дацитовой, дацито-липаритовой, базальтово-липаритовой и трахи-базальтовой формациями. Столь же пестрый состав имеют интрузивные комплексы. Намечается эволюционный ряд формаций от диорито-гранодиоритовой (средний карбон) к гранодиорит-гранитной (верхний карбон) и далее — к гранитной и аляскитовой (пермь — нижний триас?).

Интрузивные массивы заключительного этапа характеризуются огромными размерами и сложным строением. В них установлено до пяти фаз внедрения, что подчеркивает длительность их формирования. Общее для этих массивов — нарастание во времени кислотности и щелочности от нормальных и умеренно кислых гранитоидов до ультракислых и пересыщенных щелочами. По петрохимическим особенностям магматизм заключительного этапа является коровым, чем и отличается от мантийного магматизма ранней и главной стадий геосинклинального процесса.

Сказанное выше остается в силе и для Ферганской впадины и Южного Тянь-Шаня с той лишь разницей, что в этих структурных зонах вулканизм ослаблен, а широкое развитие получили молассы и флишоидные серии.

Таким образом, анализ тектонической и магматической эволюции геосинклиналей Западного Тянь-Шаня показывает последовательное нарастание гранитоидного магматизма с максимальным развитием на заключительном этапе.

Эволюция земной коры и тектонические движения

Эволюция земной коры, очевидно, начинается с преобразования гипербазитов. В принадлежности гипербазитов к образованиям верхней мантии, будь то в океанах или на континентах, сходятся исследователи разных направлений: геохимики, петрографы, тектонисты и геофизики. В то же время первичная природа гипербазитов остается дискуссионной. Большинство петрографов придерживается магматического генезиса этих пород. Если гипербазиты — интрузивные образования, то они не являются интрузиями в обычном понимании, ибо эти породы слагают ложе океанов, а на континентах не имеют активных контактов с окружающими породами. Логичным кажется предположение, что в очень далеком геологическом прошлом возникла гипербазитовая оболочка, которая в дальнейшем развитии Земли как планеты была преобразована в «базальтовую» и «гранитную» коры. О возможности таких преобразований теперь имеется много данных.

Исследования В. Ф. Морковкиной (1967), Л. П. и А. А. Ефимовых (1967) на Урале показали, что преобразование гипербазитов идет сложным и длительным путем, распадающимся на ряд отдельных процессов.

Среди них выделяются: пироксенизация, цоизитизация, фельдшпатизация (образование анортита), амфиболизация, плагиогранитизация. Первые три метасоматических процесса вызывают преобразование серпентинитов в габброиды. Пироксенизация и цоизитизация приводят к образованию пироксен-цоизитовых пород массивной и полосчатой текстур. Фельдшпатизация насыщает серпентиниты плагиоклазом, что способствует развитию пироксен-плагиоклазовых пород габброидной группы. Аналогичные процессы и продукты их проявления установлены в хр. Большой Каратау (Макарычев, Пазилова, 1973), а также в Караарчинском блоке Северного и в Касанском поднятии Срединного Тянь-Шаня. Гипербазит-габбровый комплекс пород слагает основание разреза Южного Тянь-Шаня, а также присутствует в составе меланжа в обрамлении Ферганской впадины. Очевидно, процессы габброизации происходят еще в океаническую стадию, на что указывает обилие габброидов в океанах.

Процессы метаморфизма — амфиболизация и плагиогранитизация — резко оторваны по времени проявления от процессов габброизации. В геосинклиналях Западного Тянь-Шаня им предшествует длительный период накопления вулканогенно-кремнистых осадков. Они имеют площадное распространение и захватывают как измененные гипербазиты, так и перекрывающие их отложения. Эти процессы уже связаны с ранними стадиями геосинклинального развития и, по-видимому, вызываются тепловым потоком и привнесом вещества в воде щелочей, кремнезема и других компонентов.

Образование эклогитов в результате натриевого метасоматоза гипербазитов и габбро убедительно доказано Н. Г. Удовкиной (1971). Процессы амфиболизации сопровождаются замещением пироксенов роговой обманкой, в результате возникают амфибол-цоизитовые, амфибол-плагиоклазовые породы, гранатовые амфиболиты, роговообманково-плагиоклазовые породы и горнблендиты. Эти разнообразные породы, нередко связанные постепенными переходами, часто приурочены к выходам гипербазитов и габбро, что, очевидно, указывает на их генетическое родство. Одновременно среди них присутствуют плагиогнейсы и гранитоподобные породы, образовавшиеся также метасоматическим путем. Они являются уже типичными породами «гранитно-метаморфического» слоя. Все это дает основание считать, что в результате полиметаморфизма пород верхней мантии (гипербазитов) возникают породы нижней части континентальной коры (амфиболиты, гнейсы, роговообманковые сланцы), которые образуют мощные серии в основании складчатых сооружений Северного и Срединного Тянь-Шаня. По набору пород низы разреза вполне сопоставимы с «базальтовым» слоем океанов.

В ходе развития геосинклиналей и происходит нарастание гранитоидного магматизма. В главный геосинклинальный этап возникают «острова» гранитно-метаморфического слоя, центрами гранитизации в них являются геоантиклинальные поднятия. Рост поднятий, по мнению Н. А. Штрейса, определяет высокий тепловой поток, являющийся одновременно носителем щелочей, кремнезема и других компонентов, которые вызывают в поднятиях региональный метаморфизм и образование метасоматических гранитоидов. Аналогичное мнение высказал М. В. Муратов (1969), связывающий рост поднятий с возникновением магматических камер, в которые непрерывно поступает вещество мантии, приводящее к увеличению объема и в конечном итоге к «всплыванию» этих участков геосинклиналей. Близкое мнение высказали Е. В. Павловский (1953), П. Н. Кропоткин (1953), Н. П. Васильковский (1960), В. В. Белоусов (1966), Ю. А. Кузнецов и А. Л. Яншин (1969). К этому нужно добавить, что рост поднятий, гранитообразование и метаморфизм происходят в обстановке тектонического сжатия, которое выражается в асимметрии поднятий и прогибов.

В Северном и Среднем Тянь-Шане в рифее в интервале 1000—720 млн. лет в разных участках прошли процессы гранитизации с образованием метасоматических гранитоидов. Наиболее четким является рубеж 830—720 млн. лет. В это время в геосинклинальных зонах Среднего Тянь-Шаня и Кумыстинской антиклинали Большого Каратау образовались диорито-гнейсы, диориты, гранодиориты, натровые граниты ($K/Na=0,6-0,8$). Фельдшпатизация, начавшаяся в рифее, в Касанском поднятии продолжалась в венде (?) — раннем палеозое и привела к образованию гранитоидов зексайского комплекса. К этому времени относится повторный метаморфизм пород касанской серии (500 млн. лет), а каратерекская свита верхнего рифея была метаморфизована первый раз. В венде (?) — и палеозое (до среднего карбона) преобладают анатектические гранитоиды, образующие крупные многофазовые массивы. Они смещаются на края поднятий и в смежные прогибы, все больше охватывая ложе геосинклинальной системы. Гранитоидные комплексы орогенной стадии уже имеют площадное распространение, они завершают формирование «гранитно-метаморфического» слоя земной коры. Данный вывод хорошо согласуется с глубинным строением Среднего Тянь-Шаня (Горьковой, Уломов, 1967). Мощность коры в Касанском поднятии изменяется от 40 до 65 км. Наибольшая мощность коры (60—65 км) установлена в Касанской зоне, несколько утончается (50—55 км) под смежными Сандалашским и Сумсарским прогибами. Мощность «гранитного» слоя под Касанским поднятием равна 25—30 км, а в Кураминской зоне она уменьшается местами до 5—15 км. Пространственное совпадение участков интенсивного гранитообразования с наибольшими мощностями «гранитного» слоя не случайно. Поскольку гранитоидный магматизм в пространстве проявляется неравномерно — более активно под поднятиями, очевидно, и большие мощности здесь «гранитного» слоя закономерны. Латеральная миграция процессов метаморфизма и гранитообразования во времени свойственна не только отдельным геосинклиналям, но она характерна и для всей геосинклинальной системы Западного Тянь-Шаня. Только с этих позиций можно объяснить тот факт, что в Ферганской впадине и Южном Тянь-Шане гранитообразование произошло в позднем карбоне и перми (рис. 5, IV—V—VI).

Части геосинклинальных систем, длительное время остававшиеся не гранитизированными, обладают высокой пластичностью и способностью к тектоническому сжатию в периоды проявления фаз складчатости. Такой областью в Западном Тянь-Шане до позднего карбона оставалась зона Южного Тянь-Шаня, и именно в ее пределах широко представлены покровные структуры: в горах Тамдытау, Тегермачский покров в Алайском хребте, покровы Восточной Ферганы (рис. 3, 4). В строении покровов здесь участвуют породы океанической коры, происходят большие передвижения по сдвигам (Ферганский сдвиг). Образование покровов происходит под влиянием тангенциальных напряжений и выражается в однонаправленных горизонтальных перемещениях, приводящих к удвоению разрезов и увеличению мощности коры. Все эти особенности присущи Южному и не характерны для Среднего и Северного Тянь-Шаня.

Таким образом, изучение палеозоид Тянь-Шаня со всей очевидностью свидетельствует о том, что формирование гранитного слоя земной коры происходит в течение геосинклинального развития, постепенно захватывая пространство, сложенное корой океанического типа. Этот процесс начинается в отдельных поднятиях в различное время и, распространяясь на смежные с поднятиями прогибы, в орогенный этап развития приводит к становлению континентальной коры и, как следствие, возникновению нового платформенного режима структурообразования. Постоянно действующие горизонтальные движения вызывают не только складчатость, но в одних случаях и асимметрию в строении прогибов и поднятий, а в

других — образование покровных структур. Явления покровообразования для эвгеосинклинальных зон особенно характерны для тех районов, где длительное время сохраняются относительно большие пространства первичной океанической коры. Нередко в таких зонах покровные структуры возникают раньше образования гранитного слоя, создавая серию пластин, сложенных разрезами, которые еще не были охвачены явлениями гранитизации. Именно поэтому в данных зонах процессы гранитизации и становления гранитоидов происходят на больших глубинах, чаще всего не проникая до уровня, в настоящее время совпадающего с эрозийным срезом.

Все изложенное выше свидетельствует о том, что в Западном Тянь-Шане отсутствует однообразный гранито-гнейсовый фундамент. Такой фундамент формировался длительное время в ходе геосинклинального процесса, сущность которого заключается в преобразовании вещества мантии (океанической коры) в кору континентального типа.

Литература

- Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
- Богданов А. А.* Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1959, т. 34, вып. 1.
- Васильковский Н. П.* Учение о геосинклиналях в свете современной геологии.— Тр. СНИИГГИМС, «Недра», 1960, вып. 13.
- Гесь М. Д.* О докембрийских дайках основного состава Пскемского хребта.— Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 5.
- Горьковой О. П., Уломов В. И.* Некоторые выводы о взаимосвязи магматических проявлений и глубинного строения земной коры.— Узб. геол. ж., 1967, № 3.
- Ефимов И. А.* Закономерности распространения и образования пород эколитовой формации Северного и Южного Казахстана.— В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. Тр. 3-го Всес. петрограф. совещ. М., «Наука», 1964.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П.* Кытлымский платиноносный массив. М., «Недра», 1967.
- Зоненшайн Л. П.* Общность в развитии геосинклинальных областей разного типа.— Междунар. геол. конгр., XXIV сес. Докл. сов. геологов. Проблема 3. М., «Наука», 1972.
- Киселев В. В., Королев В. Г.* Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе, «Илим», 1972.
- Кнауф В. И.* Тектоника палеозойской восточной части советского Тянь-Шаня. Автореф. докт. дис., Ташкент, 1973 (Ин-т геол. и геофизики им. Х. М. Абдулаева).
- Книппер А. Л.* Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области Юга Европы, западной части Азии и Кубы. Автореф. докт. дис., М., 1973 (ГИН АН СССР).
- Кропоткин П. Н.* Современные геофизические данные о строении Земли и проблеме происхождения базальтовой и гранитной магмы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 1.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л.* Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.
- Макарычев Г. И., Гесь М. Д.* Эволюция магматизма складчатых систем на примере Чаткало-Кураминских гор.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Макарычев Г. И., Висьневский Я. С.* Путеводитель к экскурсиям международного симпозиума «Офиолиты в земной коре». М., «Наука», 1973.
- Макарычев Г. И., Пазилова В. И.* Строение фундамента и ранние стадии развития геосинклинали Каратау (Южный Казахстан).— Геотектоника, 1973, № 6.
- Макарычев Г. И., Штрейс Н. А.* Тектоническое положение офиолитов Южного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5.
- Марков М. С.* Метаморфические комплексы и их место в истории развития островных дуг.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Марков М. С.* Структурная приуроченность метаморфических комплексов и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. Автореф. докт. дис., М., 1973 (ГИН АН СССР).
- Морковкина В. Ф.* Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., «Наука», 1967.
- Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. Автореф. докт. дис., М., 1973 (ГИН АН СССР).

- Муратов М. В.* Проблема происхождения океанических впадин.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1957, т. 32, вып. 2.
- Муратов М. В.* Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 6.
- Муратов М. В.* Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем.— В кн.: Проблема связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.
- Новикова А. С.* Структурное положение зон метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. Автореф. докт. дис. М., 1973 (ГИН АН СССР).
- Павловский Е. В.* О некоторых общих закономерностях развития земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- 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.
- 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.: Проблема теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И.* Палеозонды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.
- Поршняков Г. С.* Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Изд-во Ленингр. ун-та, 1973.
- Пуцаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1972, вып. 234.
- Резвой Д. П.* Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1973.
- Удовкина Н. Г.* Эклогиты Полярного Урала. М., «Наука», 1971.
- Хайн В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Штрейс Н. А.* Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. Междунар. геол. конгр., XXIII сес. Докл. сов. геологов. «Наука», 1968.
- Штрейс Н. А., Макарычев Г. И.* О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
14 февраля 1974 г.

УДК 551.242.22:552.163 (729.1)

М. Л. СОМИН, Г. МИЛЬЯН

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ МЕЗОЗОЙСКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ КУБЫ

Регионально метаморфизованные нижнемезозойские отложения о-ва Пинос и гор Эскамбрай образуют крупные овальные, в том числе куполовидные структуры, оформившиеся позже сильно сжатых, нередко значительных по размеру складок нескольких генераций. Отмечается наличие надвигов и тектонических покровов, а также необычной (с понижением метаморфизма от центра складчатых овалов) метаморфической зональности. Описанные антиформные структуры морфологически аналогичны гранито-гнейсовым куполам докембрия. Приводятся данные, позволяющие предполагать, что метаморфические комплексы, принимающие участие в альпийской структуре юга Центральной Кубы, совмещены тектонически.

I

Представления об особенностях структуры метаморфических комплексов базируются в основном на результатах изучения докембрийских, в меньшей мере палеозойских толщ. Данных по толщам мезозойского возраста и особенно по тем из них, которые развиты в островных дугах, совсем немного. Тем больший интерес представляют с этой точки зрения регионально метаморфизованные комплексы Кубы, для части которых мезозойский возраст можно считать хорошо доказанным.

Метаморфические породы образуют наиболее значительные выходы на о-ве Пинос, на юге Центральной Кубы (горы Эскамбрай и их обрамление) и в горах Пуриаль на востоке Кубы. Они разделены нами на следующие комплексы: нижнемезозойский карбонатно-метатерригенный, доальбский, возможно, домезозойский амфиболитовый и меловой вулканогенный (Сомин, Мильян, 1972).

Разрез первого из названных комплексов на о-ве Пинос и в горах Пуриаль имеет исключительно миогеосинклинальный характер и представлен метаморфическими породами, образовавшимися за счет аргиллитов, кварцевых песчаников и алевролитов, известняков, мергелей и доломитов. В Эскамбрае разрез усложняется, так как среди этих пород на одном или двух стратиграфических уровнях появляются зеленые метатифогенные или метаграувакковые сланцы, ассоциирующие со светлыми кристаллическими известняками (Мильян, в печати). По отношению к толщам гор Эскамбрай термин «карбонатно-метатерригенный комплекс», таким образом, до некоторой степени условен, и поэтому, а также для краткости при описании структур юга Центральной Кубы мы будем в основном пользоваться названием «эскамбрайский комплекс».

Возраст исходных отложений данного комплекса по остаткам фораминифер, найденным в мраморах на о-ве Пинос, определяется как триасово-юрский (Сомин, Мильян, 1972). Литологическая корреляция с разрезами Западной Кубы показывает, что большая часть разреза комплекса, по-видимому, относится к юре.

Метаморфизм комплекса, бесспорно, имеет региональный характер. На Пиносе его интенсивность достигает условий высокотемпературных ступеней фации дистеновых сланцев, а в Эскамбрае, вероятно, низких

ступеней этой и эпидот-амфиболитовой фаций (по В. С. Соболеву, Н. Л. Добрецову и др., 1970), причем породы последней формировались при *P*-условиях, более высоких, чем обычно. Указанные уровни наиболее высокотемпературные в пределах метаморфической зональности карбонатно-метатерригенного комплекса. Большая часть его пород метаморфизована слабее, в температурных условиях фации зеленых сланцев, но также местами несет признаки повышенного давления.

Метаморфизм комплекса произошел до эоцена, в конгломератах которого впервые появляется галька метаморфических пород. Нижний возрастной предел недостаточно ясен. Он может быть либо позднеюрским-раннемеловым, либо позднемеловым. При этом низкие значения абсолютного возраста слюдяных сланцев комплекса (не выше 78 млн. лет), определенные калий-аргоновым методом, и геологические соотношения юрских и меловых отложений на западе и востоке Кубы свидетельствуют скорее в пользу второго предположения.

Амфиболитовый комплекс составляет обрамление Эскамбрайских гор; его выходы известны также в горах Пуриаль. Он сложен полевошпатовыми и мономинеральными амфиболитами, в гораздо меньшей мере роговообманковыми и биотит-роговообманковыми плагиогнейсами и кварцевыми диорито-гнейсами. Эти породы образовались при изменении эффузивов основного состава, габбро, габбро-диоритов и габбро-пироксенитов и, видимо, при незначительной роли туфогенных образований.

Региональный метаморфизм и мигматизация комплекса происходили в условиях амфиболитовой фации, при низких — умеренных давлениях. В то же время меловые (альб — сенон) вулканы, по разрывам контактирующие с амфиболитами, метаморфизованы самое большее в хлорит-мусковитовой или лавсонит-пумпелиитовой (горы Пуриаль) субфациях, нередко же вообще не метаморфизованы. Этот факт, а также данные по геологии других островов Большой Антильской дуги позволяют предполагать домеловой, точнее, доальбский возраст метаморфизма амфиболитового комплекса. Резкие тектонические контакты он имеет и с нижнемезозойским комплексом Эскамбрая. Следует отметить, что в пределах последнего в горах Санкт-Спиритус также выделяется толща преимущественно меланократовых стратифицированных пород, но они представлены более низкотемпературными, чем в амфиболитовом комплексе, разностями, несущими признаки повышенного давления (гранатовые эпидотовые амфиболиты, гранат-фенгит-роговообманковые и другие сланцы).

Таким образом, амфиболитовый комплекс представляется обособленным структурным образованием. Большая мощность и высокая плотность его пород (в среднем $3,0 \text{ г/см}^3$, измерения В. Н. Смирнова) показывают, что он составляет часть «базальтового» слоя земной коры Кубы.

II

В настоящей статье речь будет идти главным образом о внутренней структуре нижнемезозойского карбонатно-метатерригенного комплекса. Значительные размеры выходов и преобладание контрастных типов пород, создающих скульптурный рельеф, делают его благоприятным объектом структурного изучения.

Большинство исследователей считает, что породы комплекса образуют весьма простые тектонические формы типа куполов или брахиантиклиналей, лишь местами осложненных волнистой складчатостью и разрывами (Thiadens, 1937; Furrázola-Bermúdez et al., 1964; Kuman, Gavilan, 1965; Пушаровский и др., 1967, и др.). Другое мнение по поводу структуры комплекса высказал П. Хилл (Hill, 1959), который указал на присутствие в северо-западной части гор Эскамбрай крупных опрокинутых и изоклиальных складок и надвигов.

В этих противоречивых сведениях получили отражение разные стороны в действительности очень сложной структуры комплекса. По нашим наблюдениям, здесь существуют складчатые формы двух главных типов и нескольких генераций.

К первому типу относятся устанавливаемые по положению метаморфической сланцеватости формы, геометрически сходные с антиклиналями, куполами, синклиналями или моноклиналями. Второй тип структур удается видеть лишь при прослеживании отдельных пачек и пластов пород по простиранию и при детальном изучении геометрии их выходов в отдельных обнажениях. Это сильно сжатые, вплоть до настоящих изоклиналиных, складки подобного и концентрического стиля. Формы первого типа представляют результат деформации не нормально наслоненных толщ, а толщ, уже смятых в складки второго типа. Поэтому общая структурная картина оказывается сложной, и складчатые формы первого типа следует называть не антиклиналями и синклиналями, а антиформами и синформами.

На о-ве Пинос выделяются три главных структурных элемента первого типа. Это антиформа Рио-лос-Индиос, занимающая большую часть острова на западе; соприкасающаяся с ней на юго-востоке гораздо меньшая по размеру, узкая, сильно сжатая синформа Сан-Хуан; субмеридионально ориентированная зона Нуева-Херона, где породы залегают «моноклиналино». Как видно (рис. 1), здесь нет единой ориентировки структур. Названные элементы сочленяются путем плавного изменения простираний; существование крупного разрыва предполагается лишь вдоль северо-восточного края антиформы.

Коробчатая антиформа Рио-лос-Индиос устанавливается в поле распространения метатерригенных пород нижней — средней юры. Ее размеры по длинной оси, ориентированной в юго-восток — северо-западном направлении, превышают 30 км, по короткой — 15 км. Значительная южная и юго-западная части структуры скрыты под известняками неогена и водами Карибского моря.

В сводовой части антиформы метаморфическая сланцеватость и другие плоскостные элементы пород залегают очень полого ($5-15^\circ$), обнаруживая легкую волнистость. По мере движения от свода углы наклона становятся все более крутыми и на юго-востоке переходят в субвертикальные. Однако нигде в пределах этих широких крыльев антиформы не отмечается наклона плоскостных элементов к ее своду. Если бы здесь была действительно обычная антиклинальная структура, как предполагали В. Е. Куман и Р. Гавилан (Kuman, Gavilan, 1965), то ширина выходов отдельных толщ была бы в таком случае обратно пропорциональна крутизне наклона слоев. Однако на самом деле ширина выходов наиболее хорошо распознающейся толщи — метапсаммитовых мусковит-кварцитовых сланцев — меньше всего на севере (2,5 км), где наклон плоскостных элементов не превышает 45° , и достигает 16 км к юго-западу от г. Ла-Фе, хотя здесь на протяжении многих километров наклон равен $50-70^\circ$. Если учесть, что контакты этой толщи с другими в целом нормальные стратиграфические, то этот факт можно объяснить лишь наличием изоклиналиной складчатости с зеркалом, ориентированным под значительным углом к сланцеватости, и ундуляцией шарниров групп изоклиналиных складок. Граница между указанной толщиной и расположенной на периферии антиформы толщи метапелитовых слюдяных сланцев там, где условия обнаженности позволяют ее откартировать, обрисовывают части таких складок с амплитудой, достигающей 2 км, при ширине более нескольких сотен метров. Изоклиналиные и тесно сжатые складки размером до 1,5 м фиксируются в большинстве обнажений, где видна слоистость. Важно, что эти складки имеются как в крыльях антиформы, так и в ее своде, где их осевые плоскости лежат субгоризонтально.

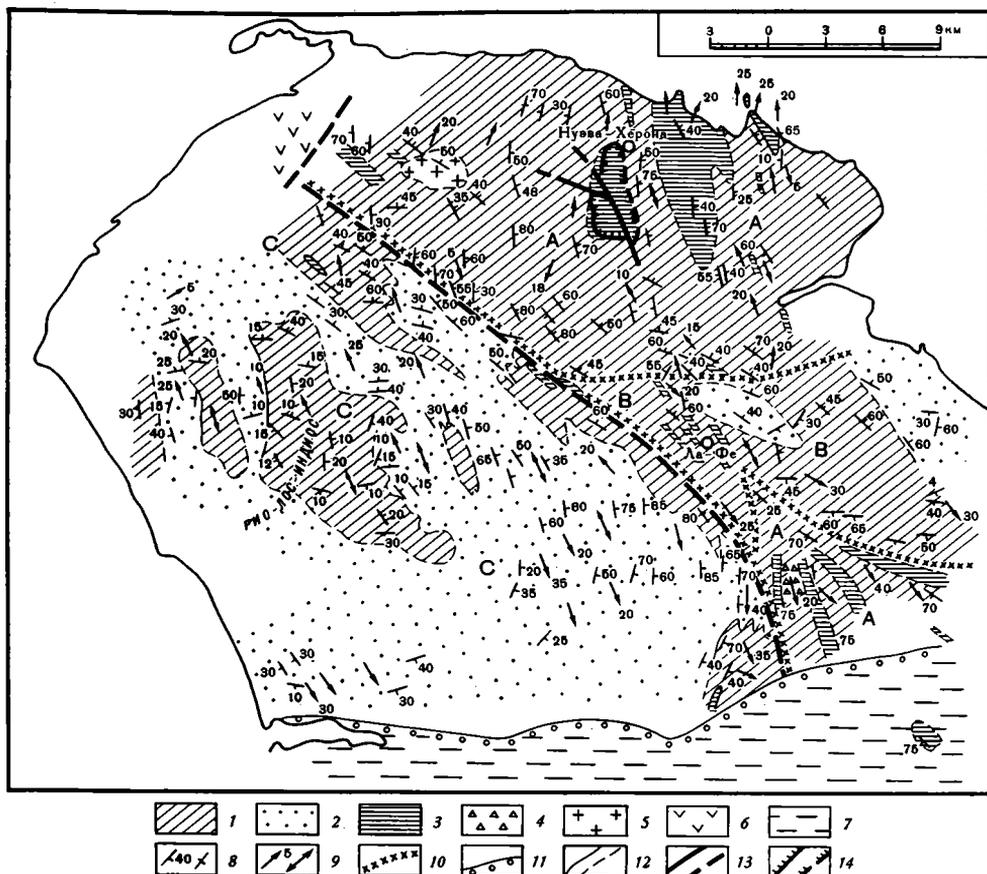


Рис. 1. Схема структуры и метаморфической зональности карбонатно-метатерригенного комплекса на о-ве Пинос

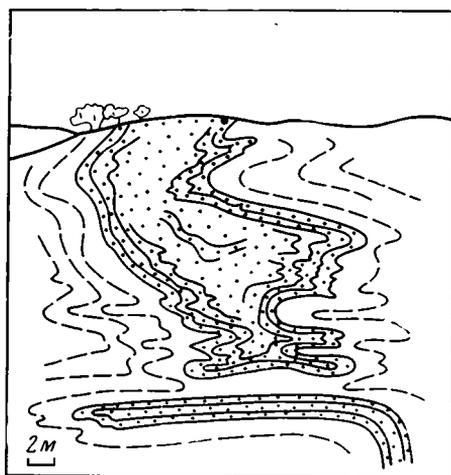
1—4 — метаморфический комплекс: 1 — преимущественно метапелитовые породы; 2 — метапсаммитовые породы (кварцитовые сланцы); 3 — карбонатные и карбонатно-силикатные породы; 4 — амфиболиты; 5 — граниты; 6 — вулканогенные породы среднего и основного состава (мел?); 7 — известняки неогена; 8 — наклонное (слева) и вертикальное (справа) положение плоскостей слоистости и главной метаморфической сланцеватости; 9 — наклонное и горизонтальное положение шарниров изоклинальных и субизоклинальных складок; 10 — граница метаморфических зон; А, В, С — метаморфические зоны (с понижением интенсивности метаморфизма от А к С); 11 — граница трансгрессивного налегания; 12 — границы пород разного исходного состава, установленные и предполагаемые; 13 — тектонические границы, установленные и предполагаемые; 14 — тектонические покровы

В пределах антиформы среди мелких складок второго типа можно наблюдать структуры, возникшие в результате двух последовательных стадий деформации (Millan, 1972). В первую стадию образовались изоклинальные складки с метаморфической сланцеватостью, параллельной их осевым плоскостям. Затем сланцеватость была изогнута в складки подобного стиля. Обычно последние сопровождаются собственной, или вторичной, сланцеватостью, которая сильно затушевывает первичную. Следует заметить, что в обнажениях обычно наблюдаются складки именно этой второй стадии, или генерации, тогда как формы ранней генерации отыскиваются с большим трудом и далеко не повсеместно.

В синформе Сан-Хуан обнажены карбонатные породы. Они могут быть сопоставлены с верхнеюрскими известняками Пинар-дель-Рио (Kuman, Gavilan, 1965), поэтому можно предполагать, что данная синформа является отрицательным структурным элементом не только в геометрическом, но и в стратиграфическом смысле, в то время как антиформу

Рио-лос-Индиос можно считать в целом положительной структурой. Ось предполагаемой структурной депрессии проходит от района холмов Сан-Хуан и Дагилья через район г. Ла-Фе, где бурением также вскрыты мраморы, к участку Рио-дель-Медиос. Здесь на коротком расстоянии плоскостные элементы карбонатных пород также приобретают встречное падение, хотя юго-восточнее они наклонены только на северо-восток, и мраморы исчезают из разреза. На этом основании можно предполагать, что осевая поверхность синформы и по простираанию и по восстанию испытывает изгибание; шарнир этой структуры также не остается на одном уровне.

Рис. 2. Сложная конфигурация складок, образовавшаяся в результате по меньшей мере двух стадий деформации. Мраморы (точки) и кристаллические доломиты, Сьерра-де-Кабальос, о-в Пинос. Высота обнажения около 20 м



Зона Нуэва-Херона сложена преимущественно карбонатными породами, развитыми не только в ее характерных обрывистых грядах, но, как показало бурение, и в понижениях рельефа между ними. Плоскостные элементы пород здесь наклонены к восток — северо-востоку, за исключением небольших участков на северо-западе и юго-востоке зоны, где наблюдаются иные условия залегания. Однако структура зоны не моноклиналиная (блоково-моноклиналиная), как принималось раньше. Практически везде, где имеется четкая слоистость, видны складки с параллельными или почти параллельными крыльями. Видимая амплитуда их достигает 5—25 м. Судя по тому, что эти структуры деформируют более ранние сланцеватость и линейность, они являются формами по меньшей мере второй генерации. Складки, возникшие раньше, предельно сжаты; главная метаморфическая сланцеватость несогласна со слоистостью в их замках. Вторичная сланцеватость, в мраморах обычно маркированная тремолитом, пересекает слоистость и в замках, и в крыльях складок обеих генераций. Иногда наблюдаются складки третьего поколения, представленные относительно пологими открытыми формами. Такая по-листадийная деформация привела к появлению геометрически сложных складок (рис. 2).

О закономерностях в ориентировке шарниров сильно сжатых и изоклиналиных складок на Пиносе можно судить по рис. 1. Видно, что изменение простирааний шарниров при образовании структур первого типа было незначительным; более отчетливо фиксируются изменения в направлении их падения.

Карбонатно-метатерригенный комплекс Пиноса характеризуется отчетливо выраженной метаморфической зональностью. Выделяются две основные зоны — северо-восточная и юго-западная. На большей части

северо-восточной зоны в метапелитах развиты кианит, силлиманит, биотит, мусковит и гранат; редкие прослои амфиболитов, наблюдающихся среди карбонатной части разреза (в основном это параамфиболиты), содержат роговую обманку, средний плагиоклаз, иногда биотит и гранат. В некоторых участках этой зоны, главный из которых обозначен буквой В на рис. 1 (границы даны весьма приближенно из-за плохой обнаженности), метаморфизм понижается, что выражается в исчезновении силлиманита, граната, появлении обильного мусковита и сосуществовании кианита со ставролитом.

В метапелитах юго-западной зоны, соответствующей антиформе Рио-лос-Индиос, силлиманит, кианит, ставролит и гранат не встречены. Здесь развиты сланцы, в состав которых входят кварц, мусковит, реликтовый биотит и изредка альбит. Переход к породам северо-восточной зоны происходит на очень коротком расстоянии, местами до 0,5 км, что, очевидно, указывает на существование здесь разлома. К сожалению, область контакта не обнажена.

III

Метаморфические породы гор Эскамбрай составляют ядро Тринидадского антиклинория (Пушаровский и др., 1967), который характеризуется строением, близким к концентрическому (рис. 3). В его центральной части выступает нижнемезозойский комплекс Эскамбрая. Затем почти везде, где последний не перекрыт отложениями палеогена, появляется пояс, сложенный амфиболитовым комплексом, насыщенным гранитоидами кварц-диоритового — плагиогранитного ряда; гранитоидов больше всего во внешней части пояса. Далее следуют выходы вулканогенной серии мела. Контакты между комплексами имеют тектонический характер.

Эскамбрайский комплекс образует две крупные, в плане овальные структуры, соединенные на севере под покровом палеогена узкой перемычкой. Размер расположенной на западе куполовидной антиформы Тринидад составляет по длинной оси 50 км, по короткой — 40 км; средний диаметр лежащей восточнее структуры Санти-Спиритус равен 25 км.

Антиформа Тринидад морфологически сходна с антиформой Рио-лос-Индиос. В ее сводовой части залегание плоскостных элементов также пологое (5—20°), к периферии углы наклона постепенно возрастают и становятся крутыми. При этом на севере в узкой краевой полосе появляются даже обратные падения (к центру антиформы), т. е. признаки подворачивания крыла.

Структура Санти-Спиритус имеет иной и более сложный характер. Наклон плоскостных элементов (и большей части шарниров опрокинутых складок F_{2-3}) от центра наблюдается лишь в относительно узкой краевой зоне на западе, юго-востоке, частично на юге, а также в отдельных участках на крайнем северо-востоке. На остальной площади фиксируется встречное падение. Намечающийся при этом синформный перегиб проходит через холмы Пеладас, чуть южнее и параллельно долине Гавиланес. В осевой части этого перегиба залегание пород крутое и субвертикальное; возможно, здесь проходит разрыв. На крыльях залегание становится все более пологим. Особенно пологи юго-западное крыло и область антиформного перегиба, где на значительном пространстве западнее р. Игуаноха наклон плоскостных элементов не превышает 20°. Здесь же намечается плоская структурная депрессия, выполненная преимущественно зелеными сланцами. Таким образом, структуру Санти-Спиритус можно считать в целом либо синформной, осложненной антиформными перегибами по периферии, либо резко асимметричной антиформной с глубоким синформным прогибом в северо-восточной части.

Картирование западной части антиформы Тринидад показало, что

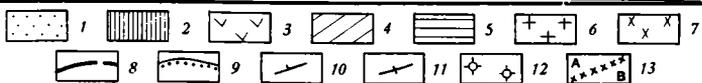
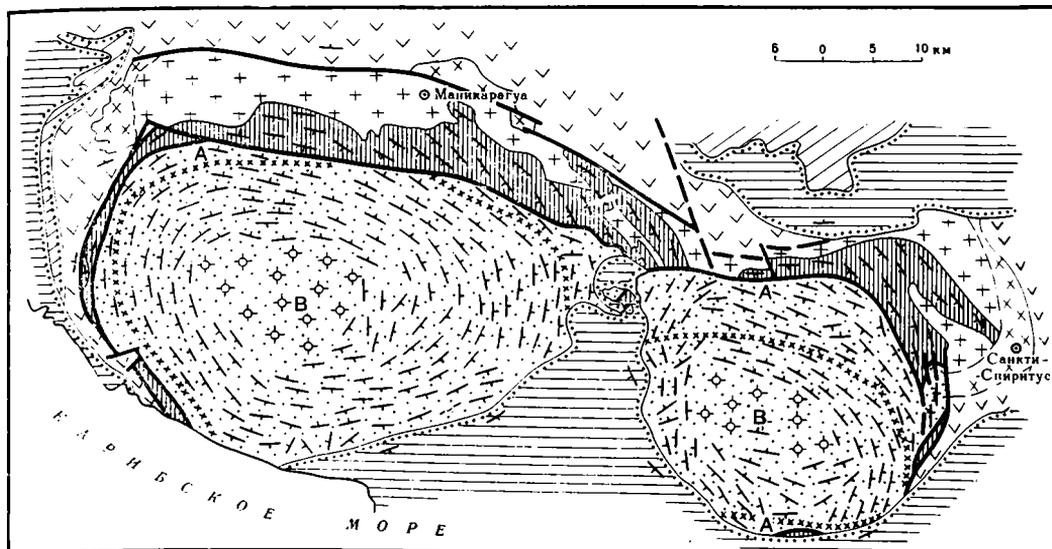


Рис. 3. Структурная схема центральной части Тринидадского антиклинория
 1 — нижнемезозойский, преимущественно карбонатно-метатерригенный (эскамбрайский) комплекс; 2 — доальбский (домезозойский?) амфиболитовый комплекс; 3 — вулканогенная серия (мел); 4 — отложения кампана-маастрихта; 5 — отложения палеогена и более молодые; 6 — гранитоиды (преимущественно кварцевые диориты) доальбские и постальбские нерасчлененные; 7 — гранитоиды меловые; 8 — разломы; 9 — трансгрессивное залегание; 10 — залегание плоскостных элементов метаморфических пород и слоистости осадочных пород под средними и крутыми углами; 11 — оно же, субвертикальное; 12 — пологое залегание плоскостных элементов метаморфических пород; 13 — граница метаморфических зон; А — зона повышенного регионального метаморфизма, В — зона пониженного регионального метаморфизма

здесь развиты крупные опрокинутые складки изоклиналильного и субизоклиналильного характера, осложненные более мелкими подобными и концентрическими формами (рис. 4). В качестве таких складчатых форм первого порядка назовем структуру Ранчо-Капитан, амплитуда которой достигает 8 км, а ширина — 2,5 км; крылья ее наклонены под углом 45—65° в северных румбах. Южнее лежит соразмерная структура Нарцисо, которая к югу смыкается с системой узких сложно устроенных изоклиналильных складок с амплитудой не менее 7 км, протягивающихся с северо-востока на юг. Оси названных структур дугообразно изгибаются, следуя в целом параллельно краю антиформы. Так же ориентирована и ось расположенной близ берега Карибского моря структуры Эль-Тамбор, ширина которой превышает 3,5 км. Область ее замыкания имеет округло-угловатую форму, тогда как замки ранее названных структур характеризуются перьевидными очертаниями. Вероятно, это различие связано с тем, что структура Эль-Тамбор наложена на изоклиналильные складки с замками последнего типа. Весьма значительные по размеру опрокинутые складчатые структуры с незначительным углом расхождения крыльев выявлены также в пределах гор Санкти-Спиритус, в частности в районе пос. Банао; оси этих структур также изогнуты.

Упомянутые крупные складки расположены в широких периферических частях структур Тринидад и Санкти-Спиритус. Вполне вероятно, что существуют они и в центральных зонах этих овалов. Во всяком случае здесь широко распространены относительно небольшие, с видимой



Рис. 4. Геологическая схема западной части гор Эскамбрай

1 — амфиболитовый комплекс совместно с находящимися среди его пород гранитоидами; 2 — метатерригенные породы нижнемезозойского эскамбрайского комплекса; 3 — метаморфические карбонатные и карбонатно-силикатные породы эскамбрайского комплекса; 4 — меловая (докампанская) вулканогенная серия; 5 — палеоген; 6 — зеленые ортосланцы, возникшие за счет мелких интрузивных тел среднего и основного состава; 7 — серпентиниты; 8 — гранитоиды доальбского (?) возраста; 9 — гранитоиды поздне-мелового возраста; 10 — круто наклоненные разрывы, установленные (вверху) и предполагаемые (внизу); 11 — пологие и горизонтальные разрывы; 12 — черточки — висячем боку контакта полого залегающих пластов; 13 — трансгрессивное залегание; 14 — положение шарниров изоклинальных и субизоклинальных складок; 15 — положение плоскостей слоистости и метаморфической сланцеватости

амплитудой до 5 м, формы того же типа. Расхождение их крыльев часто не превышает 30° , осевые плоскости лежат субгоризонтально, а зеркало складчатости расположено под большим углом по отношению к этим плоскостям, так что увеличение «мощности» за счет этих складок было весьма значительным.

Говоря о генерациях складок в Эскамбрае, следует отметить, что только очень мелкие и редко встречающиеся складочки могут быть свя-

заны с той ранней стадией деформации, когда возникла главная метаморфическая сланцеватость. Упомянутые же выше складчатые структуры развиваются позже. В ряде случаев их удается разделить на две генерации — F_2 и F_3 . Складки F_2 имеют характер сильно сжатых подобных форм, с ними часто связана вторичная сланцеватость. Шарниры складок имеют предпочтительную северо-западно — юго-восточную ориентировку. Вероятно, структуры типа Ранчо-Капитан относятся именно к этой категории складок. Формы F_3 деформируют сланцеватость и линейность, связанные со структурами предшествующей стадии. Это концентрические, обычно опрокинутые, но редко изоклинальные складки. С ними только иногда связан грубый кливаж (разлома). Данные формы достигают больших размеров; по-видимому, к их числу относятся структуры Эль-Тамбор, Банао и др. Судя по центральной и восточной частям овала Санти-Спиритус, шарниры складок F_3 ориентированы преимущественно в направлении северо-восток — юго-запад.

На северной окраине антиформы Тринидад установлены горизонтальные постметаморфические разрывы, по которым полого залегающие мраморы надвинуты или шарьированы на круто поставленные метатерригенные сланцы. Западнее, в районе Мина-Карлота, пологие надвиги были описаны П. Хиллом (Hill, 1959). Наибольшее же значение подобного рода надвиги и тектонические покровы, по-видимому, имеют в центральной части антиформы. Сами поверхности разрывов и тектонические брекчии удается видеть лишь в немногих случаях, что связано с плохой обнаженностью контактов. Однако в ряде участков, прежде всего между пос. Ла-Сьерра и восточной оконечностью массива Сан-Хуан, на значительном пространстве отмечается отличие в условиях залегания мраморов, обычно занимающих более высокое гипсометрическое положение, и известковых и метатерригенных сланцев, выполняющих понижения. Это и тот факт, что в основании мраморов иногда видны тектонические брекчии, позволяет считать, что первые сорваны и перемещены с места своего первичного залегания. В ряде случаев, однако, видны стратиграфические ненарушенные контакты небольших пачек мраморов того же типа с метатерригенными сланцами. Данный факт показывает, что перемещение аллохтонных пластин мраморов было незначительным (до первых километров) и во всяком случае не превышающим ширину зоны их распространения.

Важная особенность обеих овальных структур эскамбрайского комплекса — необычный характер наблюдающейся в их пределах метаморфической зональности. В центральных их частях развиты мелкозернистые (если не считать мраморов) породы, в состав критических минеральных ассоциаций которых входят мусковит, хлорит, актинолит, эпидот и альбит; местами, причем ближе к периферии, в зеленых сланцах отмечается лавсонит (Hill, 1959). В то же время в окраинной зоне структуры Санти-Спиритус развиты средне- и крупнозернистые кварц-мусковит-дистеновые, гранат-биотит-мусковитовые, гранат-глаукофановые, биотит-гранат-пироксеновые, рибекит- и кроссит-кварцевые породы, гранатовые эпидотовые амфиболиты и гранат-роговообманково-слюдяные (фенгитовые) сланцы. Эта зона имеет наибольшую ширину на севере и востоке и местами появляется на юге структуры — там, где близко подходят выходы амфиболитового комплекса. Сходная ситуация наблюдается в антиформе Тринидад. Повышение степени метаморфизма пород отмечается почти по всей ее периферии, за исключением южной части. Здесь увеличивается зернистость пород и появляются гранатовые и двуслюдяные сланцы; на западном и особенно восточном флангах развиты гранат-глаукофановые породы, здесь же обнаружены редкие маломощные линзы апоэклогитовых диафторитов.

Вопрос о характере контактов между породами с разной степенью метаморфизма требует дальнейшего изучения. В ряде участков с хоро-

шей обнаженностью видно, что контакты резкие и сопровождаются зонами милонитизированных пород и рассланцеванными серпентинитами. В других случаях создается впечатление постепенных переходов. Следует отметить, что зоны повышенного метаморфизма отнюдь не однородны: в их пределах отмечаются выходы относительно слабо метаморфизованных разностей. Этот последний факт и, главное, литолого-формационное сходство толщ разной степени метаморфизма показывают, что они принадлежат единому структурному комплексу.

IV

Из приведенных выше данных было видно, что между основными метаморфическими комплексами, известными на юге Центральной Кубы — эскамбрайским и амфиболитовым — существует различие не только в формационном составе, но и в интенсивности и особенностях регионального метаморфизма. Первый из них формировался при низких и средних температурах и высоких давлениях; абсолютные величины P и T при этом испытывали значительные колебания в пределах объема, занимаемого комплексом. Амфиболитовый комплекс, напротив, весьма однороден по интенсивности прогрессивного метаморфизма. Развитые в нем ассоциации амфиболитовой фации образовались в условиях низких — умеренных давлений и высоких (более высоких, чем в случае эскамбрайского комплекса) температур. Это показывает, что данные комплексы, вероятно, не могли формироваться совместно или один поверх другого. По-видимому, первоначально они были разобщены.

Внутренняя структура амфиболитового комплекса характеризуется, в отличие от эскамбрайского, ограниченным развитием складок открытого типа, а также и форм с расхождением крыльев более $20—25^\circ$. Здесь господствуют подобные изоклинальные формы, сильно осложненные синметаморфическими разрывами, плоскости которых претерпели деформацию, а материал в них — полную перекристаллизацию.

В отличие от амфиболитового, а также мелового вулканогенного комплексов, которые содержат многочисленные тела гранитоидов, в поле распространения метаморфических толщ Эскамбрая интрузивные породы гранитоидного ряда совершенно отсутствуют. Эта важная особенность строения южной части Центральной Кубы особенно ярко проявляется в районе к югу от г. Фоменто, где включенные в амфиболитовый субстрат кварцевые диориты и плагиограниты образуют протяженные полосы, подходящие под значительным углом к структурам гор Эскамбрай, но нигде не проникают в их пределы. Эта картина в миниатюре повторяется на юго-западной границе Эскамбрая, близ берега моря. Важно отметить, что по крайней мере часть гранитоидов, известных в обрамлении Эскамбрайских гор, имеет поздне меловой возраст, так как прорывает меловые вулканиты. Иными словами, часть гранитоидов определено моложе толщ Эскамбрая.

Тектонические контакты между эскамбрайским и амфиболитовым комплексами выражены по-разному. Чаще это постметаморфические разрывы, хорошо отраженные в современном рельефе. Их плоскости имеют крутое падение и, судя по многим участкам с хорошей обнаженностью на севере, наклонены под эскамбрайский комплекс. На севере же хорошо видно, что эти разрывы срезают простирания структур обоих комплексов. Здесь, в бассейне р. Агабамы, наиболее отчетливо видны значительные азимутальные несогласия между последними. В то же время на западном и восточном флангах Эскамбрая простирания структур данных комплексов одинаковы, не видно и существенных угловых несогласий. В зонах разрывов, разделяющих комплексы и иногда имеющих сложный характер, местами развиты рассланцеванные серпентиниты. В других случаях, а именно тогда, когда амфиболитовый комплекс со-

прикасается с нижнемезозойскими гранатовыми амфиболитами, признаки молодых разрывов иногда отсутствуют, и в области контакта развиты тонкозернистые низкотемпературные бластомилониты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные материалы показывают, что структура нижнемезозойского метаморфического комплекса на о-ве Пинос и в горах Эскамбрай имеет общие характерные черты. И там и здесь развиты складчатые овалы, и среди них — крупные куполовидные формы с плоскими сводами и крутыми крыльями. В региональном аспекте эти структуры имеют разное значение. Эскамбрайские овалы составляют ядро Тринидадского антиклинория и в значительной мере определяют его морфологию и концентрическое строение. Кольцевые разломы, разделяющие разные комплексы, делают структуру похожей на диапировую. В то же время антиформа Рио-лос-Индиос на Пиносе является лишь частью его сложно-складчатой структуры, образованной элементами, отнесенными нами к первому типу. Необычной является неупорядоченная ориентировка этих элементов.

Наличие нескольких генераций складок, с которыми часто связаны две или даже три генерации сланцеватости и кливажа, — другая важная черта рассматриваемого комплекса. Формирование складок происходило на фоне понижающегося метаморфизма, что, очевидно, и обусловило смену сильно сжатых складчатых форм, характерных для стадии общего интенсивного течения материала, складками все более открытого типа.

Следует отметить, что остается еще недостаточно ясной проблема корреляции генераций складок, устанавливаемых в разных частях крупной структуры. Вполне возможно, что от места к месту число стадий деформации (и соответственно генераций складок) меняется, так же как может меняться морфология складок, возникших одновременно, но в разных структурно-термодинамических условиях.

Как видно, формирование структуры нижнемезозойских толщ было сложным, полистадийным процессом. Это не равнозначно утверждению, что они были последовательно охвачены несколькими фазами складчатости. Напротив, при всех возможных трактовках возраста метаморфизма рассматриваемого комплекса получается, что как образование складок ранних генераций, так и заложение куполов должно было произойти в геологически короткий промежуток времени, соответствующий одной из фаз складчатости в конце юры или в поздне меловое время. Более длительным было развитие куполов. Об этом говорят заметный, а местами значительный наклон в сторону от куполов трансгрессивно залегающих отложений палеогена и молодость разломов, по которым эскамбрайский комплекс контактирует с амфиболитовым.

Структура метаморфических толщ о-ва Пинос и гор Эскамбрай представляет большой интерес в том отношении, что, будучи сформирована мезозойско-кайнозойскими движениями из пород мезозойского возраста, она аналогична структуре так называемых гранито-гнейсовых и гнейсовых куполов, которые считаются характерными образованиями глубокого докембрия, в ряде случаев описаны в палеозойских складчатых комплексах, но достоверно еще не установлены в зонах альпийского возраста (Салоп, 1972). Сходны здесь морфология куполов, их сложное внутреннее строение, вполне сопоставимы и размеры. Куполовидные структуры Эскамбрая и Пиноса, однако, не гнейсовые и не гранито-гнейсовые, причем нет никаких свидетельств присутствия гранитных или гранито-гнейсовых ядер на глубине. Не проявилась здесь и метасоматическая фельдшпатизация. Поэтому образование куполов и деформированной изоклинальной складчатости нельзя связать с подъемом и распирающим действием гранитных или гранитизированных ядер. Что

касается развития сильно сжатых и изоклинальных складок нескольких генераций, то нижнемезозойский карбонатно-метатерригенный комплекс Кубы служит ярким примером того, что они формируются в метаморфических толщах любого возраста, а не только древних, переживших сложную и длительную тектоническую историю, как это нередко утверждается. Есть основания считать, что большинство метаморфических комплексов характеризуется вполне определенным набором складчатых форм нескольких генераций, образовавшихся в течение первой же фазы складчатости, охватившей каждый комплекс (Сомин, 1974).

Наличие структурно «обращенной» метаморфической зональности — другая общая интересная черта строения комплекса Пиноса и Эскамбрия. Зоны повышенного метаморфизма устанавливаются либо на крыльях куполовидной антиформы (горы Тринидад), либо за ее пределами (Пинос), либо в периферических частях складчатого овала (горы Санти-Спиритус). Авторы предполагают рассмотреть данный вопрос в отдельной работе, сейчас же важно подчеркнуть, что, несмотря на сильную тектоническую нарушенность упомянутой зональности, нет оснований сомневаться в том, что она наложена на толщи одного комплекса.

Эскамбрийский и амфиболитовый комплексы, напротив, существенно отличаются по составу стратифицированных пород и интрузивных образований, интенсивности и режиму метаморфизма, структурным особенностям. Можно предполагать, что появление данных комплексов в пределах единой альпийской структуры Тринидадского антиклинория — результат их тектонического совмещения и последующей совместной структурной переработки, создавшей складчатые овалы и кольцевые разломы Эскамбрия и его окрестностей. Могут быть предложены альтернативные гипотезы, касающиеся возможного характера этого совмещения. Одна из них рассматривает в качестве аллохтонной единицы эскамбрийский комплекс, другая — амфиболитовый. Второе предположение, в соответствии с которым нижнемезозойские толщи Эскамбрия выступают в тектонических окнах (приобретших свою форму во время образования складчатых овалов) из-под надвинутых амфиболитов, кажется М. Л. Сомину лучше согласующимся с соотношениями этих комплексов в альпийской структуре. Некоторое надвигание эскамбрийского комплекса на амфиболитовый, устанавливаемое в современных разрезах, — результат позднейших, очень молодых движений.

Литература

- Пуцаровский Ю. М., Книппер А. Л., Пуиг-Рифа М. Тектоническая карта Кубы.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Кубы. М., «Наука», 1967.
- Салон Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1971, № 4.
- Соболев В. С. (ред.). Фации метаморфизма. «Недра», 1970.
- Сомин М. Л., Мильян Г. Метаморфические комплексы Пиноса, Эскамбрия и Ориенте на Кубе и их возраст.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 5.
- Сомин М. Л. Фазы складчатости и формирование структуры метаморфических комплексов.— Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 1.
- Furrázola-Bermúdez G., Judoley K. M. et al. Geología de Cuba. La Habana, 1964.
- Hill P. A. Geology and structure of the north-west Trinidad mountains, Las Villas Province, Cuba.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1959, v. 70, No. 11.
- Kuman V. E., Gavilan K. K. Geología de Isla de Pinos. Revista tecnologica, p. 4. La Habana, 1965.
- Millan G. Nuevos datos sobre la geología del complejo metamórfico de Isla de Pinos. Actas. Inst. Geología, Acad. Ciencias de Cuba, La Habana, 1972.
- Thiadens A. A. Geología of southern part of the province Santa Clara, Cuba. Geogr. Geol. Mededeel Phis-geol. Reeks, p. 12, Utrecht, 1937.

Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта АН СССР, Москва
Геологический институт
АН Кубы, Гавана

Статья поступила
12 июня 1972 г.

УДК 550.312

Т. М. УТКЕЛЬБАЕВ

К ТЕОРИИ ИЗОСТАЗИИ

Изменения уровня плоскости изостатического равновесия сопровождаются деформациями жестких слоев земной коры. С этой точки зрения изостатические силы в тектонических процессах играют исключительную роль. Кроме того, намечается возможность классификации изостатических структур по глубинности их заложения.

О значении изостатических сил в тектонических процессах имеются разноречивые, зачастую взаимоисключающие мнения. Так, например, В. В. Белоусов (1962, стр. 549) отводит им роль успокоителя, «...тормозящего тектонические движения, ограничивающего их размах», и вступающих в силу при ослаблении и замирании тектонических сил. Аналогичной точки зрения придерживаются М. Е. Артемьев и Е. В. Артюшков (1967). По их мнению, «...изостатические силы лимитируют амплитуду тектонических сил, а для изучения изостатических движений необходимо отделить их каким-то образом от тектонических». Изостатическому фактору В. А. Магницкий (1965, стр. 243) также отводит лишь второстепенное значение, отмечая, что «...вся сложная гамма движения коры... возникает под действием иных причин и вопреки стремлению к установлению равновесия».

Как мы видим, изостатические силы этими исследователями не рассматриваются как тектонические. Такое разделение непонятно. Непонятно и то, почему изостатические силы имеют второстепенное значение, если они, даже при таком подходе к ним, делают столько же работы, сколько и тектонические, нарушающие равновесие земных блоков.

Противоположной точки зрения придерживаются другие исследователи. Например, П. М. Сычев (1969) причину вертикальных движений в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану видит в стремлении земных блоков к изостатическому равновесию.

Несмотря на обилие противоречивых мнений, реальность существования и важное значение изостатических сил не вызывают сомнений, на что указывает почти повсеместная гравитационная уравновешенность земной коры, в чем единодушны все исследователи.

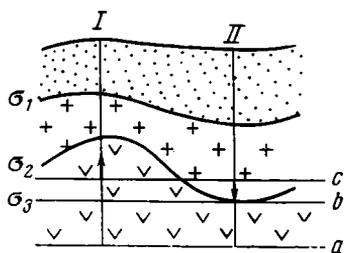
Как известно, давление земных блоков на свои основания выражается значением $\Sigma \sigma_i h_i$ (где σ_i — плотности слоев, h_i — их мощности). При этом изостатическое равновесие требует постоянства этого значения в любом произвольно выбранном блоке выше некоторой горизонтальной плоскости, расположенной в пределах пластичного субстрата. Очевидно, что, за исключением крайне редкого случая — горизонтального залегания земных слоев равной мощности, никакая другая горизонтальная плоскость не может удовлетворять требованию изостатического равновесия¹, т. е. изменение уровня плоскости сопровождается деформациями расположенных выше жестких слоев.

¹ Деформации, связанные со стремлением земных блоков к изостатическому равновесию, могут происходить над любым пластичным субстратом, будь то соль, гипс, глина и т. д. Иными словами, существует множество плоскостей изостатического выравнивания, не меняющих своего положения и находящихся в пределах одного и того же пластичного слоя. Рассмотрение изостатических деформаций над такими пластичными слоями, а также их взаимосвязь не входит в задачу данной работы, поэтому во избежание путаницы мы умышленно пропускаем их.

Изменения уровня плоскости изостатического выравнивания связаны со степенью мобилизации глубинных слоев Земли: в эпохи наибольшей активизации участков земной коры уровень этой плоскости, очевидно, займет самый верхний предел, максимально приближаясь к земной поверхности, а в наименьшей, вероятно, покидает пределы мантии.

Таким образом, каждому промежутку времени соответствует свой уровень изостатического приведения, становление которого сопровождается соответствующими деформациями жестких слоев земной коры. Эти деформации, с одной стороны, носят местный характер, поскольку, как нам известно, в одно и то же время магматическая активизация охватывает лишь отдельные участки земной коры, с другой — планетарный, так как нет участков Земли, где не проявился бы в той или иной степени магматизм.

Основываясь на этом предположении, постараемся наметить некоторые черты развития одной отдельно взятой области тектоно-магматической активизации.



Принципиальная схема изменения давления земных блоков

«отсекается» один и тот же слой равной мощности. Дальнейшее же передвижение фронта активизации приводит к нарушению этого равенства.

Обозначив высоту между уровнями b и c через h , получаем

$$\sum \sigma_i^{Ia} h_i^{Ia} - \sigma_3 h \neq \sum \sigma_i^{IIa} h_i^{IIa} - \sigma_2 h$$

или

$$-\sigma_3 h \neq -\sigma_2 h. \quad (1)$$

Из формулы видно, что если $\sigma_2 > \sigma_3$, то давление по вертикали II уменьшится больше, чем по вертикали I; если $\sigma_3 > \sigma_2$, то наоборот. Говоря иными словами, блок, от которого отсекается слой меньшей плотности, становится тяжелей.

Попробуем выяснить величину и характер перемещений блоков.

Снятие излишка давления осуществляется за счет опускания и сопряженного отсекания (мобилизации) некоторой части жесткого слоя, а недостаток восполняется подъемом материала мобильного слоя выше данного уровня изостатического равновесия. Возьмем более распространенный случай — $\sigma_3 > \sigma_2$, тогда, используя (1), получаем

$$-\sigma_3 h + \sigma_x h_1 = -\sigma_2 h - \sigma_2 h_1, \quad (2)$$

где σ_x — плотность материала мобильного слоя. Отсюда величина абсолютного перемещения каждого из блоков:

$$h_1 = \frac{(\sigma_3 - \sigma_2) h}{\sigma_x + \sigma_2}. \quad (3)$$

Умножив на (2), получаем величину относительных движений блоков. Формула абсолютного перемещения для общего случая в упрощен-

ном виде выглядит так:

$$h = \frac{\Sigma \sigma_i h_i - (\Sigma \sigma_i h_i)_{\text{ср}}}{\sigma_x}, \quad (4)$$

где $\Sigma \sigma_i h_i$ — давление по любой произвольно выбранной вертикали; $(\Sigma \sigma_i h_i)_{\text{ср}}$ — среднее изостатическое давление для данного уровня равновесия; σ_x — плотность отсекаемой или добавляемой части тектонического блока.

Характер относительного перемещения земных блоков зависит от поведения земных слоев при их совместной мобилизации, т. е. от того, смешиваются они или нет. В первом случае σ_x (см. (2)) будет приблизительно равна половине суммы плотностей. При этом дальнейшее передвижение фронта активизации будет сопровождаться перемещениями блоков того же порядка, что было ранее, т. е. перемещения носят непрерывный однонаправленный характер. Во втором случае σ_x будет приблизительно равно σ_2 . А поскольку при передвижении фронта активизации вверх, до уровня h_1 (см. (2)), будет отсекается одноплотностный слой, то перемещения блоков не произойдет. Выше этого уровня снова срезаются слои разной плотности, перемещения возобновляются и т. д. Таким образом, в этом случае перемещения блоков носят прерывистый однонаправленный характер.

Вышеприведенные формулы и заключения вытекают из рассмотрения передвижения фронта активизации (или уровня изостатического равновесия) в пределах одной отдельно взятой плотностной границы. При этом перемещения блоков не меняли своего направления. Мы вправе ожидать пространственно-временную стабильность зон перемещений различных знаков и при природном множестве плотностных границ, если эти границы не меняют направления своего падения (изменения крутизны падения несущественны), а также если градиент плотности не меняет своего знака. В ином случае направления перемещения будут меняться, что приведет к пространственной миграции областей поднятий и опусканий.

Движения аналогичного порядка жесткие слои земной коры испытывают и при нисходящем этапе активизации, т. е. передвижении уровня плоскости изостатического равновесия вниз.

Очевидной общей особенностью движений обоих этапов является нивелирование границ плотностных слоев, находящихся на уровне фронта активизации. Поэтому можно было бы ожидать низких величин и унаследованности перемещений на втором этапе. Однако решение этого вопроса наталкивается на ряд трудностей. Мы не знаем, каков характер мобилизации земных слоев: объемный или зонный. Если мобилизация объемная, то приведенный выше вывод вполне очевиден. Если же она зонная, то мы вправе полагать сосуществование нескольких фронтов активизации и соответственно нескольких плотностей изостатического равновесия, относительно которых деформации взаимообусловлены и сложны.

Случаи с несколькими плоскостями изостатического равновесия в природе, видимо, встречаются очень часто. Например, магматическое тело и мобильный слой, из которого оно внедрилось, уже дают две плоскости равновесия.

Несколько слов о зависимости горизонтальных размеров изостатических структур от глубинности их заложения. Основная причина изостатических движений — разность давления земных блоков на свои основания. Однако не всякая величина этой разности способна преодолеть сопротивление деформируемой толщи, которое определяется высотой деформируемой толщи и напряжением деформации (изгиб). Очевидно, что размеры (L) геологических блоков, испытывающих разнонаправленные

перемещения, прямо пропорциональны сопротивлению (H — высота деформируемой толщи, E — напряжение деформации) и обратно пропорциональны разности давления ($\Delta \Sigma \sigma_i h_i$) их.

$$L = \frac{HE}{\Delta \Sigma \sigma_i h_i} \text{ или } H = \frac{\Delta \Sigma \sigma_i h_i \cdot L}{E}.$$

Формула (4) становится более удобной для геологических расчетов при замене $\Delta \Sigma \sigma_i h_i$ значением $h \sigma_x$:

$$H = \frac{h \cdot \sigma_x \cdot L}{E}.$$

Величины hL снимаются с геологических карт, σ_x — определяется по данным сейсмоки. Мы полагаем, что более точные замеры этой величины можно получить, изучая плотности интрузивных и эффузивных пород, являющихся производными мобильного слоя, над которым и происходят описываемые деформации. Величина E может быть определена лабораторным путем, а также при изучении природных моделей структур с известной глубиной заложения. К таковым, вероятно, можно отнести надслоевые структуры.

Классификация изостатических структур по глубинности заложения откроет путь к сравнительному анализу их, необходимому в различных разделах геологии.

При совместном рассмотрении сил, действующих над любым пластичным материалом, резко выделяются две: изостатическая и архимедова. Первая в полную меру проявляется в закрытых системах (материал пластичного слоя не теряется), вторая — при отсутствии сил сцепления между земными блоками.

Так как оба случая являются крайними, мы вправе полагать, что суммарное движение жестких слоев над пластичным материалом есть результат действия обеих сил. Нетрудно доказать, что в земных условиях архимедова сила направлена всегда к центру Земли, и тогда

$$h_{\text{сумма}} \pm h_{\text{изостат}} - h_{\text{архимедова}}.$$

При равномерном распределении архимедовой силы по площади относительные перемещения земных блоков будут те же, что и при отсутствии этой силы, т. е. структуры могут считаться изостатическими, а абсолютные движения изостатически-архимедовыми.

Настоящая публикация имеет целью обратить внимание исследователей на необходимость более глубокого и всестороннего изучения изостатических сил, играющих исключительную роль в тектонических процессах.

Автор будет благодарен всем читателям, которые сочтут нужным высказаться по поводу затронутых в работе вопросов.

Литература

- Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. Изостазия и тектоника. — Геотектоника, 1967, № 5.
 Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
 Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. «Недра», 1965.
 Сычев П. М. Аномалии силы тяжести и причины вертикальных движений земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — Геотектоника, 1969, № 1.

Центрально-Казахстанское
 геологическое управление

Статья поступила
 1 сентября 1972 г.

УДК 550.8.072:551.214

П. Ф. ИВАНКИН, Э. Э. ФОТИАДИ, А. П. ЩЕГЛОВ
ОПЫТ ПОСТРОЕНИЯ МОДЕЛЕЙ ТЕКТОНОСФЕРЫ
ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Возможные пространственные сочетания важнейших структурных элементов тектоносферы и основных поверхностных структур подвижных поясов изображены в виде графических моделей. Различаются два главных типа моделей — каркасный и стволочной. В обоих типах главная, организующая структура — пологопадающая сейсмофокальная зона — главный глубинный разлом подвижных поясов. Все остальные структуры поясов — эв- и миогеосинклинальные зоны, срединные массивы, геантиклинальные поднятия, и т. д. — располагаются висячем боку сейсмофокальной зоны и связаны с ним посредством крутопадающих глубинных разломов и астеносферных слоев в генетически функционально единую систему. В целом подвижный пояс представляет призму, в пределах которой осуществляется взаимодействие мобильной земной коры и активизированной мантии.

Поверхностные структуры земной коры континентов теперь изучены относительно хорошо как геологическими, так и геофизическими методами. В последние годы интенсивно изучается дно океанов. Однако взаимоотношения выявленных структурных элементов, магматических и тектонических процессов во многом остаются неясными, так как первопричины их кроются в недоступных наблюдению глубинах. Для объяснения закономерностей привлекаются гипотезы дрейфа континентов, астенолитовая гипотеза, различные предположения о вихревых и конвекционных течениях в мантии и др. Без преувеличения можно сказать, что в современной теоретической тектонике идет напряженный поиск приемлемых моделей строения и развития тектоносферы. Этот поиск осуществляется в противоборстве фиксистских и мобилистских представлений, наиболее ярко выраженных в классической теории геосинклиналей и в концепциях «новой глобальной тектоники» — «тектоники плит».

«Тектоника плит» широко использует новые геолого-геофизические данные о строении континентальных окраин и дна мирового океана.

Эти данные с позиций теории геосинклиналей рассматривали В. В. Белоусов (1966, 1967, 1968), Н. П. Васильковский (1959, 1960, 1968), Г. С. Горшков (1963), Л. П. Зоненшайн (1971), Ю. А. Косыгин (1969), А. В. Пейве (1969), Ю. М. Пушаровский (1967), В. Е. Хаин (1960), Ю. М. Шейнманн (1968), А. Л. Яншин (1965), (Связь..., 1971) и многие другие. В результате отдельные положения этой теории были уточнены или видоизменены, а ряд авторов внес в нее принципиально новые положения, иногда близко соответствующие отдельным концепциям тектоники плит. Так, В. В. Белоусов (1968, 1969), углубляя теорию геосинклиналей, предложил первые модели тектоносферы и процессов мантии и коры. А. В. Пейве выявил океанические формации в геосинклинальных разрезах и пришел к выводу о значительной роли горизонтальных перемещений сиалических масс в формировании структуры континентов. Ю. М. Шейнманн (1968) обратил внимание геологов на многие аспекты глубинной геологии и ввел новое понятие о тектонофере, оказавшееся весьма плодотворным при дальнейшей разработке теории геосинклиналей.

Теория геосинклиналей — результат анализа и последующего синтеза пространственных и исторических взаимоотношений различных геологических тел и их границ в пределах поверхностной части литосферы. Этот метод пространственно структурных и историко-геологических реконструкций развивался более 100 лет, и поэтому естественно стремление использовать его и для изучения глубинных структур, в частности для построения типовых моделей земной коры и тектоносферы. Впервые авторы использовали этот метод для выявления глубинного строения Алтае-Саянской складчатой области (Фотиади и др., 1971). Было выделено несколько типовых моделей строения земной коры, дано расчленение региона на гетерогенные блоки и линейные зоны; позднее нами рассмотрена история становления и взаимодействия разнородных элементов этой обширной и разнородной области и основные закономерности геодинамики земной коры в протерозое и палеозое (Иванкин, Щеглов, 1971; Иванкин, 1971). Эти исследования убедили авторов в принципиальной возможности разработки конкретных модельных представлений о глубинном строении подвижных поясов. Создание моделей тектоносферы на основе синтеза всей геологической и геофизической информации представляется авторам наиболее реальным путем критической проверки существующих и создания новых, более обоснованных, геотектонических концепций.

По мнению авторов, модели тектоносферы должны отражать реальные формы, размеры и геометрические соотношения крупнейших поверхностных структурных элементов, распределение в них мантийных и коровых магматических формаций различных этапов развития, а также установленные геофизическими методами элементы глубинной структуры. В таком виде модель должна раскрывать связи поверхностных и глубинных структур и процессов и способствовать правильной постановке новых задач при тектонических и геофизических исследованиях. Иными словами, модели должны обладать имитационными качествами и иметь прогностическую ценность. Данная статья и посвящена опыту построения подобного рода моделей тектоносферы подвижных поясов.

Методами геофизики в пределах тектоносферы выделяются близкие к горизонтальным поверхности раздела Конрада, Мохоровичича, а также астеносферные слои. Устанавливается определенная латеральная неоднородность земной коры, положенная в основу выделения ее океанического, континентального и переходного типов. В разных частях планеты по окраинам материков выявлены падающие под континент сейсмофокальные зоны. Они полого секут конформные субгоризонтальные поверхности разделов тектоносферы и рассекают ее на всю мощность. Сейсмофокальные зоны — единственный тип глубинных структур, который непосредственно фиксируется на земной поверхности и надежно прослеживается современными методами геофизики в земных глубинах. Выявленные геометрические особенности этих глубинных зон (рис. 1) оказались весьма закономерными, повторяющимися в масштабах всей планеты (Беньофф, 1957, 1966). Имеющиеся разночтения касаются только величины углов наклона и формы сейсмофокальных зон в продольном и поперечных разрезах (Sykes, Stoiber, Carr, 1971, и др.). В молодых подвижных поясах эти зоны разделяют блоки земной коры океанического и континентального (а также переходного) типов и бывают выражены в рельефе дна океанов глубоководными желобами.

Геологические методы дают важнейшую информацию о глубинных процессах, а в известной мере — и о глубинных структурах. В настоящее время с достаточной определенностью различаются магматические формации и их ряды мантийного и корового происхождения; намечаются также смешанные мантийно-коровые ряды формаций. Картирование ареалов таких формаций позволяет выделить зоны активизированной мантии, области базификации коры разной интенсивности и т. д., т. е.

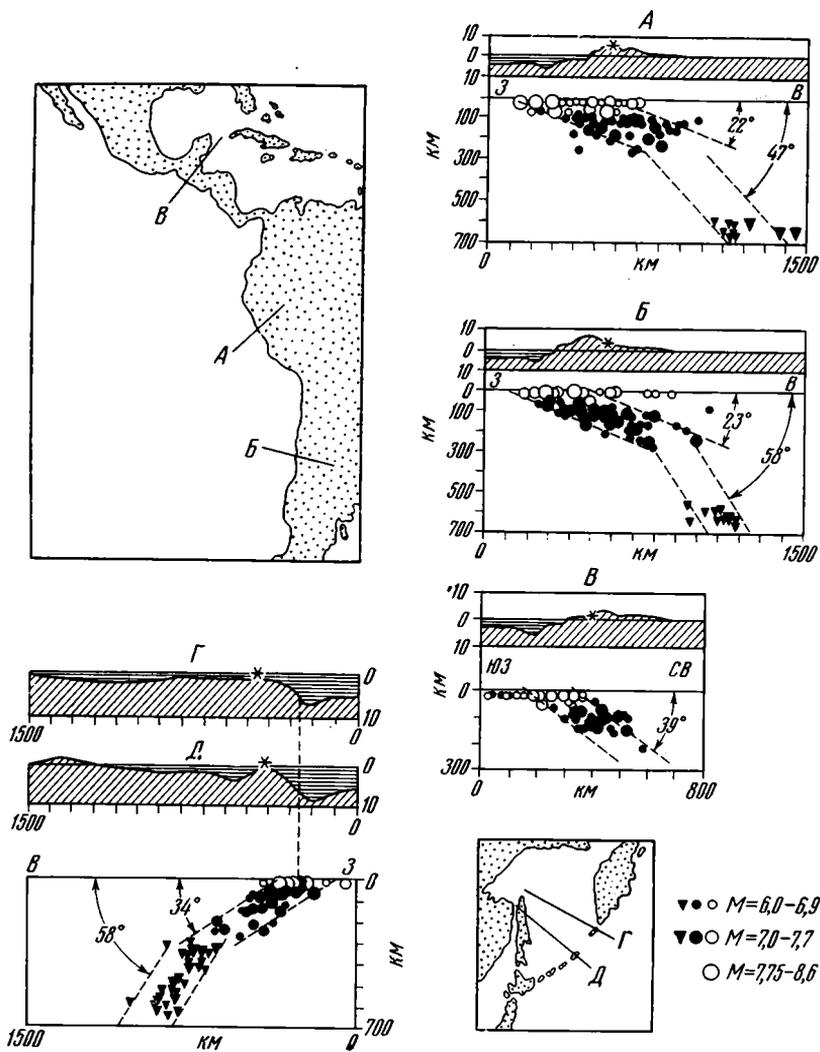


Рис. 1. Геометрические особенности сейсмофокальных зон Тихоокеанского пояса. По Г. Беньоффу, 1966

оценивать роль мантийных процессов и продуктов на разных этапах эволюции земной коры. Эти вопросы недавно были в общей форме рассмотрены Ю. М. Шейнманном (1968), а применительно к Алтае-Саянской области — П. Ф. Иванкиным (1971). Изучение истории развития глубинных разломов, их меняющегося во времени взаимодействия с корой и мантией дает многое для понимания пространственно-временных связей гетерогенных магматических рядов, в частности для выяснения глубинных причин поперечной и продольной асимметрии подвижных поясов.

При построении моделей тектоносферы подвижных поясов авторы учитывали: положение пояса относительно материка и океана; явления продольной и поперечной асимметрии пояса в размещении вулканических формаций мантийного и корового происхождения, в зональности интрузивного магматизма и металлогении, в размещении эв- и миогеосинклиналей и т. д. Учитывались и некоторые геофизические особенности поясов, внутрикоровые разломы и блоки коры разного типа, сейсмофокальные зоны и астеносферы. Вслед за другими исследователями авторы

считают астеносферные слои зонами частичного расплавления вещества мантии, областями рождения и перемещения глубинных магм. Генерация и миграция магм происходит также в пределах сейсмофокальной зоны.

С этих позиций были проанализированы данные по отдельным сегментам Тихоокеанского, Средиземноморского и Урало-Сибирского подвижных поясов. Естественно, в статье авторы лишены возможности полно осветить все исходные данные. В ней рассматриваются лишь самые общие особенности строения поясов, имеющие отношение к обоснованию моделей их глубинного строения.

Для Тихоокеанского пояса построены модели, представленные на рис. 2 и 3. При этом для западной ветви пояса были использованы данные Б. А. Петрушевского (1964), П. Н. Кропоткина, К. А. Шахварстовой (1965), Э. Э. Фотиади (1965), В. В. Белоусова (1968), Н. А. Беляевского, Б. А. Петрушевского (1968), Н. П. Васильковского (1968), Г. С. Горшкова (1963), М. И. Ициксона, Л. И. Красного (1970), И. П. Косминской и др. (1963), Ю. М. Пущаровского (1967) и многих других исследователей, частью упоминаемых ниже.

В охотоморской части пояса эвгеосинклинальные зоны Камчатки, Сахалина и Курил в плане образуют ромбовидную ячейку, ядром которой служит Охотоморская плита. Со стороны материка плита окаймляется скрытой под водами Охотского моря мезозойской складчатой зоной, а последняя — Чукотско-Катазиатским вулканоплутоническим поясом. Сходный морфотектонический план имеют бассейны Берингова, Японского, Восточно-Китайского и Желтого морей (Удинцев, 1960). Общий каркасный план строения западной ветви Тихоокеанского пояса хорошо виден на тектонической карте Евразии (Яншин, 1966) и подробно описан ее авторами (Яншин, 1965; Удинцев, Яншин, 1966). В разрезе пояса по линии Курилы — Сахалин — материк различаются: океаническая плита, глубоководный желоб, островные дуги Курил, Охотоморская плита с корой переходного типа, поднятие Сахалина с корой континентального типа, а также миегеосинклинальные мезозонды Приморья и древние структуры Азиатского континента с наложенным на них вулканоплутоническим поясом. В глубинной структуре Охотоморья выделяется несколько астеносферных слоев на глубинах 60—80, 110—150, 230—300, 400—470 км (Тараканов, Левый, 1967, 1969). Сейсмофокальная зона, которая погружается в сторону континента до глубины в 250—300 км под углом 33°, а ниже — под углом 60° (Беньофф, 1957, 1966; Федотов, 1966), считается главной, организующей глубинной структурой пояса. Вероятные соотношения этих структур между собой и с предполагаемым продолжением на глубину геологически установленных вертикальных глубинных разломов видны на рис. 2.

Перечисленные важнейшие элементы подвижного пояса рассматриваются нами как единая взаимосвязанная система. В этой системе астеносферные слои служат глубинными связками между главным разломом — сейсмофокальной зоной — и остальными разломами; вертикальные разломы связывают их с поверхностными структурами. Сейсмофокальная зона и вертикальные глубинные разломы Охотоморья в мезозое и кайнозое обеспечивали, вероятно, генерацию, а также проникновение гипербазитов и гранитоидов в верхние горизонты земной коры и вулканических масс на дневную поверхность. В кинематическом плане сейсмофокальная зона и крутопадающие разломы способствовали как радиальным (в периоды расширения), так и горизонтальным (в периоды сжатия) перемещениям заключенных между ними жестких масс. В последнем случае роль «нижних тектонических ограничений блоков земной коры» (Пейве, 1966) могли играть астеносферные слои, у которых пониженная вязкость и частичное расплавление вещества способствовали горизонтальным скольжениям блоков.

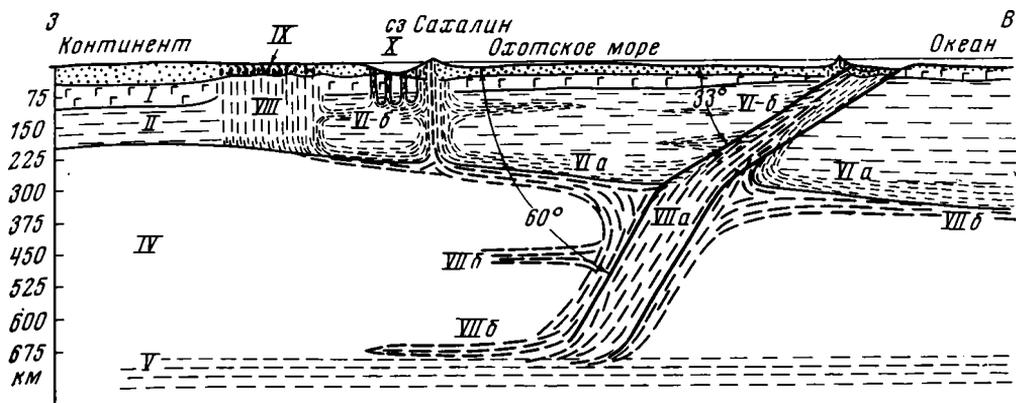


Рис. 2. Глубинное строение западной части Тихоокеанского пояса.

I — земная кора; II — подкорковый слой верхней мантии; III — волновод; IV — подволновый слой верхней мантии; V — слой Д мантии («нижняя плотная мантия»); VI — зоны миграции и плавления андезита (VI_a) и базальта (VI_б) — зоны горизонтального скольжения в пределах волновода; VII — зона плавления и миграции перидотита в пределах главного глубинного разлома (VII_a) и на разных уровнях мантии (VII_б); VIII — вертикальные зоны скольжения в пределах континента; IX — зона гранитизации; X — вулканоплутонический пояс. Сплошные наклонные линии — сейсмофокальная зона. Углы падения фокальной зоны землетрясений по Г. Беньоффу (1966); глубины горизонтальных зон скольжения в мантии по Р. З. Тарakanову и В. В. Левому (1969)

Представляется, что модель хорошо увязывается с данными поверхностной геологии и дает удовлетворительное объяснение структурной и металлогенической асимметрии пояса, впервые описанной С. С. Смирновым (1955). Логично объясняется также мантийный магматизм во внутренней зоне пояса и почти одновременная гранитизация сиалической коры в его внешней зоне, перерабатывающей континент (Красный, 1968). Закономерной представляется приуроченность современного вулканизма к островным дугам, поскольку наибольшая подвижность в четвертичное время присуща главному и непосредственно прилегающим к нему глубинным разломам. Локализация вулканических процессов близ главного разлома на поздних стадиях развития подвижных поясов — явление вообще типичное, устанавливаемое как для молодых, так и древних поясов (Белоусов, 1968; Иванкин, Щеглов, 1971). Оно связано с тем, что отмирание подвижности поясов часто распространяется от внешних зон к внутренним. Поэтому вулканические дуги с их андезитовыми магмами могут рассматриваться в известном смысле в качестве реликтовых структур поясов, у которых диагональные и внешние продольные зоны уже утратили свою активность.

По южноамериканской ветви Тихоокеанского пояса были использованы данные Г. Беньоффа (1957, 1966), Г. Герта (1959), А. Дж. Ирдли (1960), Д. Джеймса (James, 1971, 2), Х. М. Кристи (1959), У. П. Дженкса (1959), Ф. Альфельда (1959; Alhfel'd, 1970) и др. Соотношения структурных элементов тектоносферы этой части пояса изображены на рис. 3. Здесь выделяется океаническая плита, глубоководный желоб, на континенте — эвгеосинклиналичная и миогеосинклиналичная зоны Анд, а за ними древняя платформа. Сейсмофокальная зона здесь также погружается под континент, но значительно положе — под углом 22—23° в верхней части и 47—58° в глубинной (Беньофф, 1966). Мезозойско-кайнозойский глыбово-складчатый пояс Анд целиком расположен над ее пологой частью. Общая ширина пояса невелика и не превышает 400 км.

В эвгеосинклиналичной зоне Западных Кордильер широко развиты продольные сдвиговые деформации и размещаются гигантской протяженности шнуровидные плутоны (габбро-диорит-гранодиоритовая фор-

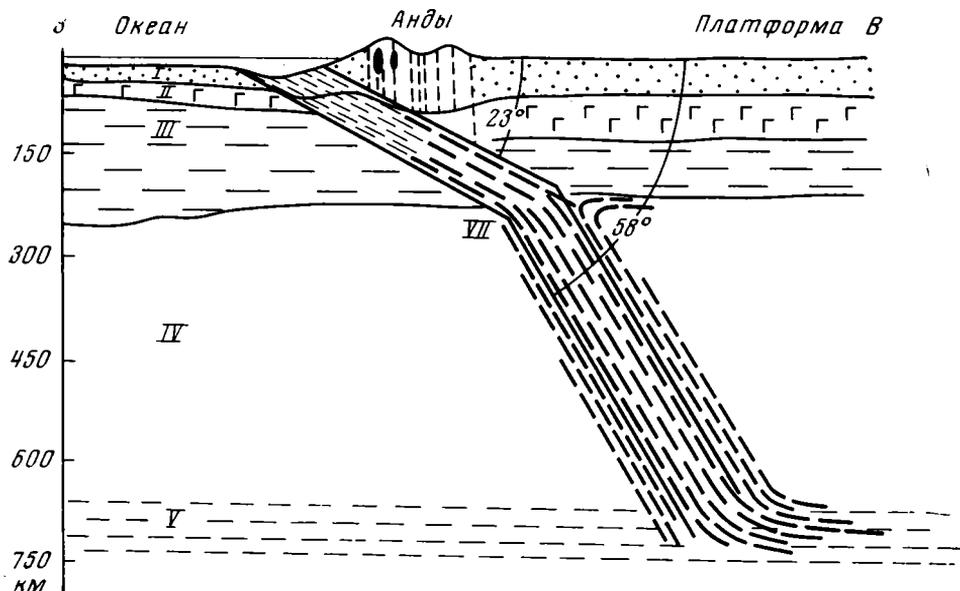


Рис. 3. Глубинное строение Южно-Американской (Перуанско-Чилийской) части Тихоокеанского пояса. Обозначения те же, что на рис. 2

мация третичного возраста). Восточные Кордильеры отвечают фронтальной эпикратонной зоне пояса. В ее пределах в миогеосинклинальных условиях в раннем мезозое (например, Кордильера Реаль) формировались редкометальные гранитные батолиты, а в палеогене — неогене образовался вулканоплутонический пояс с высокой рудоносностью (Боливия). Отсюда следует, что продольно-полосчатый план структуры пояса сохраняется и на поздних стадиях его эволюции.

Для глубинной структуры Анд характерна колоссальная мощность земной коры — до 70 км (James, 1971₂), частые несоответствия рельефа раздела Мохоровичича и поверхностных структур и вероятное отсутствие высоких астеносферных слоев в материковой части пояса (James, 1971₁).

Графические построения показывают, что при небольшой ширине пояса в Андах крутопадающие разломы эвгеосинклинали и сейсмофокальная зона, полого падающая под континент, должны сопрягаться на глубине порядка 100 км. Можно заключить, что тектоно-магматические связи поверхностных структур с глубинными в Андах существенно отличаются от таковых Охотоморья, и это находится в прямой связи с их особенностями структурной и магматической эволюции. Своеобразием глубинной структуры можно объяснить отсутствие крупных непереработанных блоков земной коры в Андийском поясе, цикличность развития и линейно-полосчатый план его структуры, смещение корней гор к востоку у Западных Кордильер и их отсутствие у восточных (James, 1971₁). Короткие пространственно совмещенные пути миграции глубинных и коровых расплавов могут объяснить чрезвычайное обилие раскисленных мантийных магм — андезито-дацитовых и андезито-базальтовых, представленных сложными комагматическими эффузивными и интрузивными сериями, — а также почти полное отсутствие типичных офиолитовых поясов и гипербазитов.

Рассмотрим наиболее существенные особенности глубинного строения зоны Тетис. По данным А. Гансера (1967), М. Саксены (Saxena, 1971), П. Лефорта (Le Fort, 1971) и др., структура Гималаев представляет ряд гигантских чешуй, надвинутых с севера на юг. Единственное

место в Гималаях, где существовали эвгеосинклинальные условия — это зона структурного шва Инда. Здесь развит флиш, основные лавы и крупные массы ультраосновных пород; обычен меланж. Все крупные разломы Высоких и Низких Гималаев представляют пологопадающие на север надвиги с односторонним направлением движения аллохтонный чешуи к югу. К надвигам районов Джамму, Бачесар, Алмора и др. приурочены основные и ультраосновные интрузии. Аллохтонные чешуи слагают метаморфические породы докембрия, а также преимущественно осадочные образования палеозоя, мезозоя и третичного возраста, формировавшиеся в спокойных, практически платформенных условиях.

Между Гималаями и Индийским щитом располагается Предгималайский прогиб, заполненный сиваликскими отложениями — третичной континентальной молассой мощностью до 8 км и современным аллювием. Отложения, подстилающие сивалик, неизвестны. Однако повсеместно в нижнем сивалике, особенно вдоль разломов, обнаруживается развитие таких типично мантийных металлов, как ртуть, никель, кобальт, медь (Федорчук, Габриэльянц, 1966).

Перечисленные особенности строения Гималаев, а также непосредственный переход Предгималайского прогиба в Предараканский, а последнего в Зондский глубоководный желоб, позволяют предполагать наличие под Гималаями крупнейшего глубинного разлома, поставившего мантийные магмы в надвиговые зоны и в зону Инда. Выход этого разлома на поверхность может располагаться в основании Предгималайского прогиба, а выполняющие прогиб сиваликские отложения подстилаться формациями, свойственными главным глубинным разломам подвижных поясов. Определенным свидетельством в пользу этого надо считать отмеченные выше геохимические особенности нижнесиваликских отложений.

При таком понимании глубинной структуры Предгималайский прогиб может рассматриваться как энсиалический гомолог глубоководных океанических желобов, а крутопадающий шов Инда — как внешняя зона подвижного пояса. Короткие глубинные связи этой зоны с главным глубинным разломом — причина ее большой подвижности и обильных проявлений мантийных магм. Формирование пологих надвиговых структур, несомненно, происходило в режиме сжатия, что обусловило угнетенный характер мезозойского и кайнозойского вулканизма и ограниченное внедрение ультраосновных магм по надвигам в кристаллический субстрат в пределах Высоких и Низких Гималаев.

Предлагаемая схема глубинных связей — надвигов с главным разломом и со структурным швом Инда (рис. 4), как кажется, хорошо согласуется с односторонним сдвижением аллохтонов в южном направлении и сильным утолщением — «скупиванием» — земной коры Гималаев.

К западу от Гималаев зона Тетис приобретает мозаично блоковый план структур, отчетливо видный на сводных картах М. В. Муратова (1969), А. Л. Яншина (1966), Е. Е. Милановского (1968), Г. А. Твалчредзе (1964), Д. Штеклина (1966), О. Ганса (Ganss, 1965), Х. Хольцера (Holzer, 1971) и др. Анализ палеотектонических соотношений продольных зон альпид с диагональными структурами Апеннин и Динарских Альп также приводит к выводу о мозаично-блоковом строении средиземноморской части зоны Тетиса (Обуэн, 1967; Чирич, 1967).

Главный глубинный разлом в современной структуре Средиземноморья, усложненной новейшими перестройками земной коры, выражен плохо. Южная граница сейсмической области (Белоусов и др., 1967) намечает его положение в самом общем виде.

Выход главного глубинного разлома на поверхность зафиксирован в двух местах. Во-первых, это сейсмофокальная зона вдоль южного борта Тирренской впадины, полого падающая на север до глубины 300 км (Peterschmitt, 1956). Ее глубоководный желоб в рельефе не выражен, так как заполнен рыхлыми осадками большой мощности (Rabinowitz,

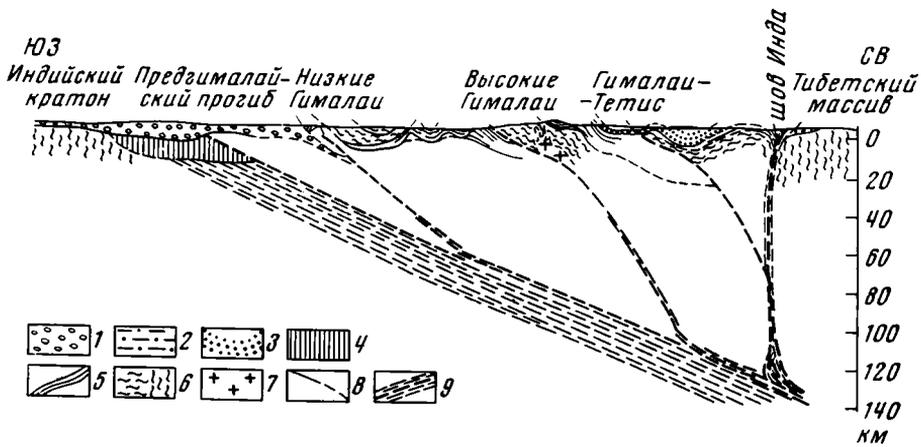


Рис. 4. Схема глубинного строения Гималаев. Поверхностная структура дана по А. Гансеру (1967, упрощено)

1 — сиваликские отложения; 2 — эвгеосинклинальные отложения шва Инда; 3 — миогеосинклинальные отложения Гималаев; 4 — предполагаемые отложения зоны главного глубинного разлома; 5 — палеозой; 6 — кристаллические породы докембрия в Гималаях и стабильных областях; 7 — граниты; 8 — главные разрывные нарушения; 9 — пути миграции ультраосновных и основных магм

Руан, 1970). Во-вторых, это глубоководный желоб Елены на участке от южного побережья Анатолии до южного борта Ионической впадины. В остальной части Средиземного моря положение выхода главного разлома на поверхность может быть намечено условно южнее бортов Ионической и Балеарской впадин. Существование единой крупной глубинной зоны разломов вдоль южной границы альпид Средиземноморья, по данным сейсмологии, гравиметрии и термометрии, с учетом размещения молодых вулканов подтверждают также М. Капуто и его соавторы (Caputo et al., 1970), Д. Маккензи (McKenzie, 1970) и др. Восточное продолжение главного глубинного разлома на континенте трассирует линейная зона гипербазитов, протягивающаяся в Восточный Тавр и Загрос. Здесь все крупные разломы, контролирующие размещение гипербазитов, полого падают на север. Следует отметить, что эти факты получили иную интерпретацию в статье А. В. Пейве (1969).

Таким образом, мы приходим к выводу, что вся альпийская складчатая зона с ее древними и современными вулканическими областями размещается к северу от выхода главного глубинного разлома на земную поверхность, т. е. в его висячем боку. Система продольных структур Альп, Карпат, Крыма, Кавказа может рассматриваться как внешняя зона пояса, наложенная на континент. Диагональные складчатые зоны Апеннин и Динарид в общем структурном плане пояса занимают позицию, сходную с позицией Камчатки и Сахалина. Сходным кажется и размещение срединных массивов и океанизированных блоков земной коры — их позиция относительно главного и диагональных разломов как в Средиземноморье, так и в Тихоокеанском поясе практически одинакова. Аналогии в морфоструктуре обоих поясов позволяют думать, что и их глубинная структура имеет общие черты.

В отличие от Тихоокеанского пояса, сейсмофокальная зона которого отделяет континент от океана, в Средиземноморье, как и в Гималаях, главный глубинный разлом полого рассекает сиалическую кору. В тылу главного разлома в современной структуре и, как полагают авторы, в период ее становления здесь располагается блок континентальной коры, на котором развиты наложенные прогибы и продольные разломы Северной Африки и южной части Левантийского бассейна. Важнейшие осо-

бенности Средиземноморья — интенсивная покровная тектоника с мощными шарьяжами, угнетенность процессов гранитообразования в мезозое и кайнозое, практическое отсутствие продольных вулканических дуг и др., — по нашему мнению, обусловлены энсиалическим заложением альпийского пояса и более пологим падением его главного глубинного разлома.

Весьма высокая подвижность сиалической коры, нарушенной надвигами и шарьяжами, в сочетании с пологим падением главного разлома, поставившего мантийные магмы, во многом может объяснить загадочную природу меланжа (Обуэн, 1967; Пейве, 1969; Hall, Mason, 1972).

Можно согласиться, что меланж всегда представляет собой тектонит. В одних случаях меланж залегает непосредственно в зонах главных глубинных разломов, в других — в сопряженных надвигах и взбросах. Сохраняя высокую тектоническую активность, эти зоны естественно привели к разрушению слагающих их осадочно-вулканогенных и интрузивных пород. Что касается ультраосновных и основных пород меланжа, то в свете изложенного выше их интрузивное происхождение представляется более вероятным. Главные противоречия в толковании природы меланжа, как кажется, связаны с тем, что до сих пор не принимается во внимание весьма пологое залегание в земной коре крупнейших разломов — магмопроводящих каналов и их высокая тектоническая активность на всех этапах развития пояса.

Наконец, авторами сделана попытка применения некоторых полученных выводов к расшифровке строения тектоносферы отдельных древних складчатых областей, и в частности герцинид Урала, а также каледонид и герцинид Алтае-Саянской области. Естественно, что какие-либо прямые данные о тектоносфере древних эпох этих территорий отсутствуют. Реставрация взаимоотношений глубинных элементов велась путем анализа геологических и геофизических данных и сравнения их с моделями Тихоокеанского пояса. В частности, анализ карт магматических формаций Алтае-Саянской области (Закономерности..., 1971) позволил восстановить палеотектонические структуры первого порядка и древние ареалы мантийного магматизма. По Уралу использованы имеющиеся геологические карты и важнейшие публикации, часть из которых упоминается ниже.

Как известно, Урал характеризуется резко выраженной асимметрией. Западный миеосинклинальный Урал развит на кристаллическом фундаменте, составляющем единое целое с фундаментом Восточно-Европейской платформы. Восточный эвгеосинклинальный Урал, как полагают многие, фундамента не имеет, а базальтовый слой здесь залегает совсем неглубоко. Авторы пытались предварительно проверить, не объясняется ли эта асимметрия пологим восточным падением главного ультрабазитового пояса Урала, разделяющего упомянутые его зоны на протяжении почти 3000 км. Проверка показала, что, действительно, имеются прямые и косвенные данные, свидетельствующие о пологом падении этого пояса под эвгеосинклинальный Урал. Авторы не обнаружили никаких данных, позволяющих предполагать падение древней зоны Бенюффа под Восточно-Европейский кратон, и не разделяют соответствующие построения У. Гамильтона (Hamilton, 1970). О пологом восточном падении главного ультрабазитового пояса Урала свидетельствует, во-первых, морфология и ориентировка в пространстве крупных и хорошо изученных до глубины 3—5 км ультраосновных массивов. Кимперсайский массив, например, при длине 70 км и ширине до 30 км погружается к востоку под углом 15° (Павлов и др., 1968; Таврин, 1968). Во-вторых, в пределах Урала выявлены надвиги и шарьяжи, по которым некоторые тела ультрабазитов и вмещающие их вулканогенные породы силура и ордовика передвинуты в западном направлении до 20—30 км и залегают на верхнедевонских — нижнекаменноугольных породах (Камалетдинов, 1968; Казанцева и др.,

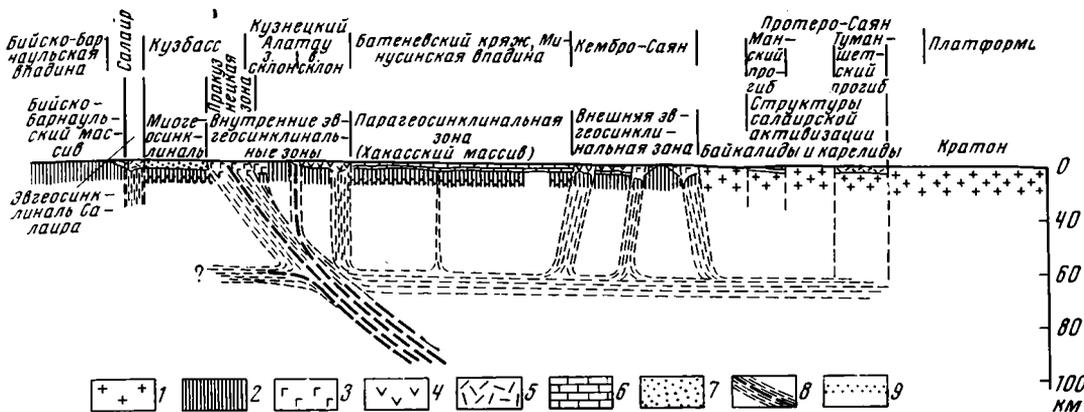


Рис. 6. Гипотетическая модель раннекембрийской тектоносферы Алтае-Саянской области. 1—2 — типы коры: 1 — кора континентального типа, 2 — сиалическая кора в подвижной зоне; 3—7 — преобладающие формации: 3—5 — вулканогенные: 3 — базальтовые, 4 — андезито-базальтовые, 5 — андезито-дацито-липаритовые; 6—7 — осадочные: 6 — карбонатные, 7 — обломочные; 8 — области генерации и пути миграции ультраосновных и основных магм; 9 — области базификации

фея, а скорее всего со среднего протерозоя (Иванкин, Щеглов, 1971); подвижность зоны сохранялась вплоть до верхнего палеозоя, а у отдельных сегментов — до мезозоя включительно.

Показательна в этом отношении и морфология зоны. Кузнецко-Алтайский глубинный разлом падает к востоку, т. е. под структуру салаирокаледонского подвижного пояса. Если судить только по залеганию гранито-гнейсов, мигматитов и амфиболитов зоны смятия на эрозионном срезе, то угол падения разлома получается довольно крутой — около 60° (Долгушин, 1969). Но в настоящее время видна не вся Пракузнецкая зона, а лишь ее восточная часть, испытавшая перестройки в позднекаледонское и герцинское время. Значительная часть зоны скрыта под верхнепалеозойскими отложениями Кузбасса. Поэтому не исключено, что истинное падение Пракузнецкой зоны на глубине более пологое, возможно близкое к тому, которое устанавливается для сейсмофокальных зон кайнозойских поясов.

В всячем боку Пракузнецкой зоны располагается вся система эвгеосинклиналей и срединных масс Хакасии, Западного Саяна и Тувы. Систему составляют косопоперечные пояса и эвгеосинклинали, образующие в целом характерный петельчатый рисунок. В ячейках петель располагаются в различной мере активизированные жесткие массы, служившие фундаментом рифейско-кембрийских парагеосинклиналей и наложившихся андезито-дацитовых геосинклиналей. Внешней зоной пояса служат эвгеосинклинали кембросаяна. Учитывая пространственно-структурные соотношения ареалов мантийных магматических формаций, а также близкий возраст этих формаций как в Пракузнецкой, так и в сопряженных эвгеосинклиналях и во внешней зоне (Иванкин, Щеглов, 1971), нами сделано предположение о существовании в рифее — кембрии астеносферного слоя, или слоев, в мантии по всей ширине пояса. Без такого предположения затруднительно объяснить реально установленные тектоно-магматические связи в Алтае-Саянской области на рассматриваемое время. В этом случае модель пояса приобретает черты аналогии с рассмотренной выше моделью Охотоморья.

Как известно, с начала герцинского этапа поверхностная и глубинная структура Алтае-Саянской области претерпела существенную перестройку. Максимальная подвижность земной коры и наибольшая актив-

ность базальтоидного магматизма в это время проявлялись в полосе Иртышского глубинного разлома и северо-восточной зоны смятия Рудного Алтая, которые (взяты вместе) играли роль главного глубинного разлома. Эти разломы погружаются к северо-востоку под относительно консолидированную земную кору каледонид Горного Алтая.

Анализируя размещение девонских вулканогенных формаций, можно прийти к выводу, что громадный ареал мантийного магматизма, простирающийся от Иртыша до Восточного Саяна, развивался как единое целое. Но в области главного глубинного разлома существовали типичные геосинклинальные условия и возникали соответствующие магматические формации (спилито-кератофировая, габбро-диабазовая и др.); в пределах областей незавершенной каледонской складчатости развивались унаследованно-наложенные структуры и формировались сложные базальто-андезито-липаритовые комплексы; в области вполне консолидированной земной коры (континентального типа) образовались отчетливо наложенные прогибы с андезито-базальтовыми и андезито-липаритовыми комплексами, приобретающими щелочную специализацию в тех случаях, когда в фундаменте присутствуют мощные карбонатные толщи. Латеральные смены девонских магматических формаций, возникавших, как нам представляется, за счет единого астеносферного слоя, обусловлены, таким образом, сменами типов земной коры и геохимической ее неоднородностью (Иванкин, Щеглов, 1971).

Сопоставляя модели тектоносферы мезозойско-кайнозойских и палеозойских подвижных поясов, авторы приходят к выводу, что подвижные пояса разного возраста и положения относительно материков и океанов обладали некоторыми общими чертами.

Как и в построениях последователей «тектоники плит», в моделях авторов основой подвижных поясов всегда служат сверхглубинные разломы. Последние уходят в мантию сравнительно полого и по-разному выражены на земной поверхности. Так, сохраняющий свою подвижность разлом Тихоокеанского пояса падает под материк и проявляется современными глубоководными желобами, венчающими сейсмофокальную зону. Глубоководными желобами, в том числе и погребенными, отмечены в Средиземном море выходы сейсмофокальных зон на земную поверхность. Отмершие сверхглубинные разломы трассируются «талассогеосинклиналями» (Богданов, 1969) и продольными офиолитовыми поясами огромной протяженности (Hsu, 1971). Имеются основания предполагать, что на континенте в альпийском Средиземноморском поясе им отвечают столь же протяженные линейные прогибы предгималайского типа.

В отличие от построения последователей «тектоники плит» (например, Dietz, 1961; Hamilton, 1970) авторы полагают, что все другие элементы подвижного пояса представляют собой структуры висячного блока сверхглубинного разлома, поражающего всю тектоносферу. К ним относятся крутопадающие разломы, геосинклинали разного типа, а также инертные блоки земной коры, в различной мере базифицированные и гранитизированные. В целом подвижный пояс представляет относительно узкую призму мобильной земной коры и активизированной мантии; в этой призме происходит интенсивное взаимодействие мантийного и корового вещества в процессе развития подвижного пояса. Решетка основных подвижных элементов тектоносферы возникает при заложении подвижного пояса и в процессе эволюции земной коры долго не исчезает, обуславливая унаследованное развитие поверхностных структур и большую устойчивость общего структурного плана пояса. Авторы не видят поэтому подтверждений основному положению «тектоники плит» — колоссальному подвиганию океанических плит под континенты.

Подъем мантийных магм по главному и сопряженным разломам, а также базификации погружающихся сиалических блоков земной коры происходят в режимах растяжения призм, что находит подтверждение в

палеотектоническом анализе подвижных поясов. Вертикальные дифференцированные движения блоков этого «начального геосинклинального этапа», видимо, обусловлены перераспределением вещества мантии в основании подвижного пояса, главным образом в висячем боку сверхглубинного разлома. Отступление фронта мантийных магм вниз происходит в «поздние этапы» с началом режима сжатия, который в конечном счете приводит к складчатости и гранитизации сиалической коры, ее поднятию и утолщению, т. е. к возникновению коры континентального типа. В эти этапы в пределах подвижных поясов действительно имели место мощные сдвиги и надвиги с амплитудами перемещений в десятки, а местами и сотни километров.

Наметились две основные модели тектоносферы «стволовая» и «каркасная».

Пояса со стволовой моделью тектоносферы имеют относительно небольшую ширину (менее 400 км), полосчато-линзовую внутреннюю структуру и в целом характеризуются более интенсивной переработкой земной коры. Продольные глубинные разломы здесь сильно сближены и сопрягаются с главным разломом непосредственно. Поэтому изометричные реликтовые блоки земной коры здесь не характерны, а взаимодействие мантии и коры локализовано в узкой полосе над главным разломом и потому особенно интенсивно. Для этих поясов особенно типична последовательная смена во времени мантийных формаций смешанными и коровыми, их повторяемость, а также тесная пространственная совмещенность, как, например, в Андах и на Урале.

Структурно-формационные зоны в древних стволовых поясах соответствуют морфотектонической зональности ранних стадий их развития. Зоны располагаются узкими полосами, субпараллельными главному разлому. Положение этого разлома опознается по выходам отложений типа францисканской формации (Богданов, 1969; Hsu, 1971) — офиолитовых поясов, сложенных спилит-диабазовой и граувакково-кремнисто-сланцевой формациями с телами базитов и гипербазитов. В тылу главного разлома (в его лежачем боку) находятся структуры деформированного кратона океанического или континентального типа, а на его фронте (в висячем боку) — отложения древних вулканических гряд. Последние представлены зонами дифференцированных базальтоидных серий с комагматичными габбро-плагиогранитными интрузиями ранних стадий развития. На поздних стадиях здесь возникают андезито-дицитолипаритовые серии вулканических пород и гранитные батолиты пестрого состава. Щелочность и кислотность пород в общем случае возрастает по мере удаления от зоны главного глубинного разлома (Горшков, 1963). В случае двойной гряды можно различить зону, соответствующую межгрядовому бассейну с вулканогенно-граувакковой формацией в низах, переходящей по латерали и в разрезе в вулканогенную молассу и флиш. Нередко здесь как и в зонах формаций вулканических гряд, присутствуют значительные толщи известняков. В Андах со стороны платформы к зоне вулканических гряд примыкают структуры древней консолидации — различного рода геантиклинали с соответствующим набором осадочных, вулкано-интрузивных формаций. В свою очередь они сменяются миогеосинклинальной зоной осадочных существенно обломочных формаций, в том числе типичного флиша. На поздних стадиях здесь формируются гранитные батолиты и отлагаются молассы. Миогеосинклинали соответствуют внешней — фронтальной зоне подвижного пояса. На прилегающие части кратона накладываются передовые прогибы, а также орогенные и вулканотектонические пояса. Обычно эти структуры, располагаясь в зоне сочленения кратона и подвижного пояса, накладываются и на структуры последнего.

Стволовая модель глубинного строения свойственна американской ветви Тихоокеанского пояса и герцинидам Урала и Сибири. Этот же тип

глубинного строения предполагается и в Гималаях, хотя им присущи большие индивидуальные особенности вследствие энсиалического заложения и преобладания режима сжатия на всех этапах развития.

В поясах с каркасным строением тектоносферы взаимосвязанными элементами в висячем боку главного разлома являются: диагональные и продольные глубинные разломы и подвижные зоны, образующие структурный каркас пояса, и блоки земной коры в его ячеях. Связь ортогеосинклиналей и зон магматизма со сверхглубинными разломами осуществляется посредством астеносферных слоев в верхней мантии, где, видимо, генерируются магмы.

Пояса с каркасной структурной характеризуются значительной шириной (до 1000—1200 км), большой сложностью структурного плана, составленного глубокоководными желобами, вулканическими дугами, крупными блоками с корами переходного типа — от океанической до континентальной и т. д. Режимы сжатия и растяжения здесь особенно сложно сменяются во времени и пространстве, с чем, в частности, связаны и сдвинутые во времени ряды магматических формаций в различных зонах пояса (разновременные пояса офиолитов, близко одновременное формирование в разных зонах гранитов и гипербазитов; латеральные смены эффузивных формаций от базальтовых до дацито-липаритовых и т. д.). В целом в поясах с каркасной структурой земная кора перерабатывается интенсивно лишь в подвижных зонах, в то время как блоки в той или иной мере сохраняют первичную жесткость; они могут по площади занимать большую часть пояса. Блокам земной коры отвечают срединные массивы, древние внутренние поднятия, парагеосинклинали, наложенные изометричные эвгеосинклинали, участки коры переходного типа краевых и внутренних морей. Для динамики этих блоков характерна меньшая подвижность и преобладание нисходящих движений. На стадии общего погружения они представляют относительные поднятия, а на стадии инверсии обрамляющих их складчатых зон они нередко превращаются в орогенные впадины. Сходство структурных позиций и истории развития ядерных частей решеток древних и молодых складчатых систем заставляет предполагать, что они являются результатом в основе одинакового, но в разной степени завершенного процесса.

В зонах главного разлома и сопряженных крупных диагональных разломов обычно локализуются ультрабазиты и базиты. Андезито-дацито-липаритовые комплексы здесь появляются только на стадии общей инверсии. В ядерных частях структурных решеток поясов каркасного строения мощные проявления андезито-дацитов и липаритов (часто со щелочной специализацией) возникают как на ранних, так и на поздних стадиях развития. Вероятно, умеренно кислые магмы здесь возникают при взаимодействии мантийного вещества с сиалической корой.

В целом зональность поясов с каркасным строением тектоносферы определяется геометрическим рисунком, образованным главным глубинным разломом, фронтальной зоной разломов на границе пояса и континента и системой косоперечных разломов (одного или нескольких порядков). В висячих боках каждого такого разлома структурно-формационная зональность близко напоминает таковую в поясах со ствольным строением тектоносферы. Взаимоотношения этих зон в пространстве (прилегание, замещение, вырождение, наложение, торцевое сочленение, виргация и т. д.) обуславливает общую сложную структурно-формационную и металлогеническую зональность. Наличие в ядрах структурных решеток блоков земной коры, в различной мере базифицирующих или гранитизирующихся, еще более осложняют картину зональности поясов каркасного строения. На краю континента, прилегающего к фронтальной зоне, располагаются орогенные пояса, в том числе вулкано-плутонические, а в отдельных случаях — короткие передовые прогибы вдоль одной какой-либо структурной ячеи подвижного пояса.

Каркасный тип строения тектоносферы свойствен евразийской части Тихоокеанского пояса, Алтае-Саянскому и Казахстанскому сегментам Урало-Сибирского пояса, средиземноморской части зоны Тетис и другим регионам.

Разрабатывая модели, авторы избегали априорных посылок и гипотез и стремились сопоставить реально наблюдаемые геологические и геофизические явления и объекты. Полученные модели доступны для проверки существующими геолого-геофизическими методами исследований и могут служить основой для разработки программ подобных исследований. На первых порах целесообразен пересмотр имеющихся геолого-геофизических материалов по Уралу, Казахстану и Алтае-Саянской складчатой области с целью полного обоснования моделей. Постановка новых исследований, например по глубинному сейсмическому зондированию территории СССР, должна учитывать необходимость проверки намечившихся связей глубинных и поверхностных структур в подвижных поясах.

В заключение заметим, что построение морфотектонических моделей тектоносферы, максимально полно учитывающих существующую информацию о строении земной коры и мантии — это не использованная пока ни мобилистами, ни фиксистами возможность решения коренных проблем геотектоники. Не предвещая вопрос о том, какое из этих направлений укрепит свои позиции, можно с уверенностью сказать, что морфотектоническое моделирование — этот совершенно конкретный по своему характеру вид тектонического синтеза — будет содействовать развитию теоретической и прикладной геотектоники.

Литература

- Альфельд Ф. Боливия.— В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
- Бейли Э. Г., Блейк М. К. Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое.— Геотектоника, 1969, № 3, 4.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
- Белоусов В. В. Некоторые вопросы развития земной коры и верхней мантии океанов.— Геотектоника, 1967, № 1.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.
- Белоусов В. В. Тектоносфера земли (результаты и задачи исследований).— Сов. геология, 1969, № 1.
- Белоусов В. В., Сорский А. А., Буне В. И. Сейсмотектоническая карта Европы. М., «Наука», 1968.
- Беляевский Н. А., Петрушевский Б. А. Основные проблемы геологии зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана.— В сб.: Тектоника Советского Дальнего Востока, и прилегающих акваторий. М., «Наука», 1968.
- Беньофф Х. Сейсмические данные о строении земной коры и тектонической деятельности.— В кн.: Земная кора. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Беньофф Х. Движения по крупнейшим разломам.— В кн.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966.
- Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца.— Геотектоника, 1969, № 3.
- Васильковский Н. П. К теории земной коры. Материалы по регион. геол.— Тр. СНИИГГИМС. «Недра», 1959, вып. 5.
- Васильковский Н. П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии.— Тр. СНИИГГИМС. Материалы по регион. геол. «Недра», 1960, вып. 13.
- Васильковский Н. П. Особенности строения и геологическая история северо-азиатской ветви Тихоокеанского пояса.— В сб.: Геологические зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., «Наука», 1968.
- Гансер А. Геология Гималаев. М., «Мир», 1967.
- Герт Г. Геология Анд. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
- Горшков Г. С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структуры Земли.— В сб.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., «Наука», 1963.
- Дженкс У. П. Перу.— В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
- Долгушин С. С. Кузнецко-Алатауский глубинный разлом и связь с ним метаморфизма и гранитоидного магматизма.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969.
- Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области.— Тр. СНИИГГИМС. Новосибирск, 1971, вып. 128.

- Зоненшайн Л. П.* Тектоника складчатых областей Центральной Азии.— Геотектоника, 1967, № 6.
- Зоненшайн Л. П.* Геосинклинальный процесс и новая глобальная тектоника.— Геотектоника, 1971, № 6.
- Иванкин П. Ф.* О соотношениях мантийных и коровых магм и направленности тектоно-магматического развития Алтае-Саянского региона.— В кн.: Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. Тр. СНИИГГИМС. Новосибирск, 1971, вып. 128.
- Иванкин П. Ф., Щеглов А. П.* Районирование Алтае-Саянской складчатой области и основные черты ее тектоно-магматического развития в палеозое.— В кн.: Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. Тр. СНИИГГИМС. Новосибирск, 1971, вып. 128.
- Ирдли А.* Тектоническая связь Северной и Южной Америки.— В сб.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., Изд-во иностр. лит., 1960.
- Ициксон М. И., Красный Л. И.* Некоторые проблемы геотектоники и металлогении Востока СССР.— Геотектоника, 1970, № 2.
- Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А., Гафаров Р. А.* Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов Крак на Южном Урале.— Геотектоника, 1971, № 1.
- Камалетдинов М. А.* О некоторых основных вопросах тектоники западного склона Урала в связи с поисками нефти и газа.— Геол. нефти и газа, 1968, № 3.
- Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С., Тулина Ю. В., Кракшина Р. М.* Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 1.
- Косыгин Ю. А.* Тектоника. М., «Недра», 1969.
- Красный Л. И.* Тихоокеанский подвижный пояс — важнейшая планетарная структура.— В сб.: Региональная металлогения и эндогенное рудообразование. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., Л., 1968, т. 155.
- Кристи Х. М.* Чили.— В кн.: Очерки по геологии Южной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1959.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.
- Милановский Е. Е.* Некоторые закономерности развития кайнозойского орогенного вулканизма в Альпийском поясе юго-западной Евразии.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. Докл. сов. геол. Пробл. 2, XXIII сес. МГК. М., «Наука», 1968.
- Муратов М. В.* Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса.— Геотектоника, 1969, № 2.
- Обуэн Ж.* Геосинклинали. М., «Мир», 1967.
- Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И.* Хромиты кимперсайского плутона. М., «Наука», 1968.
- Пейве А. В.* Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. Докл. сов. геол., XXI сес. МГК. М., «Наука», 1966.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С., Поспелов И. И., Руженцев С. В., Самалин С. Г.* Структурное положение гипербазитов на западном склоне южного Урала.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Магницкий В. А., Жарков В. Н.* Природа слоев пониженных скоростей сейсмических волн в верхней мантии Земли.— В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия, № 7. М., «Наука», 1970.
- Петрушевский Б. А.* Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., «Наука», 1964.
- Пуцаровский Ю. М.* Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры.— Геотектоника, 1967, № 5.
- Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Смирнов С. С.* О Тихоокеанском рудном поясе. Избр. труды. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Сурков В. С.* Тектоническое районирование фундамента плиты и ее горного обрамления.— В кн.: Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты. Тр. СНИИГГИМС. М., «Недра», 1971, вып. 76.
- Таврин И. Ф.* О строении основных и ультраосновных интрузий и глубинных разломов Южного Урала по геофизическим данным.— В кн.: Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968.
- Тараканов Р. З., Левый Н. В.* Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 3.
- Тараканов Р. З., Левый Н. В.* Новая модель слоистого строения верхней мантии Земли Курило-Японского региона зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану по сейсмологическим данным.— В сб.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М., «Наука», 1969.
- Твалчрелидзе Г. А.* Опыт металлогенического районирования Тетиса— В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., «Наука», 1964.

- Удинцев Г. Б. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана.— В кн.: Морская геология. XXI сес. МГК. Докл. сов. геологов. Пробл. 10. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Удинцев Г. Б., Яншин А. Л. Структуры морского и океанического дна.— В кн.: Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
- Уэрзел Ж. Глубинная структура окраин материков и срединноокеанических хребтов.— В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969.
- Федорчук В. П., Габриэльянц. О некоторых геохимических особенностях сиваликской молассовой толщи в нефтеносных районах юго-западных предгорий Гималаев.— В кн.: Проблемы геологии на XXII сес. МГК. М., «Наука», 1966.
- Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги.— В сб.: Вулканизм и глубинное строение Земли, т. III. М., «Наука», 1966.
- Фотиади Э. Э. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по геофизическим данным. Межд. геол. конгр. XXII сессия 1964 г. Докл. советских геологов. М., «Недра», 1965.
- Фотиади Э. Э., Иванкин П. Ф., Сурков В. С., Шеглов А. П., Моисеенко Ф. С., Любецкий В. Н., Жеро О. Г. Связь структурных и металлогенических зон Алтае-Саянской области с глубинным строением земной коры.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Хаин В. Е. Основные типы тектонических структур.— В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. Докл. сов. геол. на XXI сес. МГК. Пробл. 18. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Хрычев Н. И., Лысяков Л. М., Альтер С. М., Иванов А. П. Строение земной коры по профилю Темиртау — Куйбышев.— В кн.: Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968.
- Чирич Б. М. Развитие Динарид в альпийском цикле.— Геотектоника, 1967, № 6.
- Шейнманн Ю. М. Вопросы глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
- Штейнберг Д. С., Соболева И. Д. Типы магматических ассоциаций, как показатели глубинного строения отдельных зон Урала.— В кн.: Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968.
- Штеклин Дж. Тектоника Ирана.— Геотектоника, 1966, № 1.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, 1965, № 5.
- Яншин А. Л. Тектоническая карта Евразии. М., «Наука», 1966.
- Яншин А. Л. Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
- Ahlfeld F. Zur Tektonik des andinen Bolivien.— Geol. Rundschau, 1970, Bd 59, No. 3.
- Caputo M., Panza G. F., Postpischil D. Deep structure of the Mediterranean basin.— J. Geophys. Res., 1970, No. 26.
- Dietz R. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor.— Nature, 1961, No. 4779.
- Ganss Ortwin. Geosynklinalbecken, Tektonik, Granite und junger Vulkanismus in Afghanistan.— Geol. Rundschau, 1965, Bd 54, No. 2.
- Hall R., Mason R. A tectonic mélange from the Eastern Taurus Mountains, Turkey.— J. Geol. Soc. Amer., 1972, v. 128, No. 4.
- Hamilton W. The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms.— Bull. Geol. Soc. America, 1970, v. 81.
- Holzer H. F. Über blick über Geologie und Lagerstätten des Iran.— Berg und Hüftenmänn. Monatsh. 1971, Bd 116, No. 8.
- Hsu K. Iinghwa Franciscan melanges as a model for eugeosinclinal sedimentation and undehrusting tectonic.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 5.
- James David E. Andean crustal and upper mantle structure.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 14.
- James David E. Plate tectonic model for evolution of the central Andes.— Bull. Geol. Soc. America, 1971, v. 82, No. 12.
- Le Fort P. La chaîne himalayenne et la dérive des continents.— Rev. géorg. phys. et géol. dyn., 1971, v. 13, No. 1.
- McKenzie D. P. Plate tectonics of the Mediteranean region.— Nature, 1970, v. 226, No. 5242.
- Peterschmitt E. Quelques donnes nouvelles sur les seismies profond de la mer Tyrrhenienne.— Ann. Geofys (Rome), 1956, No. 9.
- Rabinowitz Ph. D., Ryan W. B. F. Gravity anomalies and crustal shortening in the eastern Medeterranian.— Tectonophysics, 1970, No. 10.
- Saxena M. N. The crystalline axis of the Himalaya: the Indian shield and continental drift.— Tectonophysics, 1971, No. 6.
- Stoiber R. E., Carr M. I. Lithospheric plates, Benioff zones and volcanes. Bull. Geol. Soc. America, 1971, v. 82, No. 2.
- Sykes L. R., Zynn R. The seismicity and deep structure of Island arc.— J. Geophys. Res., 1966, v. 71, No. 12.

СНИИГГИМС
Новосибирск

Статья поступила
15 июня 1972 г.

УДК 551.242.3 (235.222 + 235.223)

О. Г. ЖЕРО, Л. В. СМЕРНОВ, В. С. СУРКОВ

**О РОЛИ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ
СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ¹**

Рассматривается вопрос о роли горизонтальных перемещений крупных блоков земной коры в формировании современного пространственного взаиморасположения основных структур Алтае-Саянской складчатой области. Приводятся схемы имевших место, по мнению авторов, крупных сдвигов.

В пространственном расположении ряда структурных зон Алтае-Саянской складчатой области наблюдаются сочетания, которые трудно объяснить закономерностями, свойственными складчатым системам. К отклонениям такого рода прежде всего относятся многочисленные торцовые сочленения салаирских структур с каледонскими и байкальскими, причем байкальские структуры как бы «срезают» салаирские и каледонские. Весьма специфично для Алтае-Саянской области наличие зон смятий, широкое развитие посторогенного и регенерированного гранитоидного магматизма, сложная блоковая структура области, а также несоответствия в простирациях структурных зон простирациям складчатых систем.

Все эти особенности в строении области вполне удовлетворительно можно объяснить горизонтальными смещениями крупных блоков земной коры. На существование в этой области отдельных блоков, разделенных разломами типа крупных сдвигов, указывалось многими исследователями (Сперанский, 1933; Усов, 1936, 1937; Нехорошев, 1966; Мусатов, 1966; Парфенов, 1967; Долгушин, 1969, и др.). Однако во всех случаях по этим разломам предполагались лишь небольшие (до нескольких десятков километров) горизонтальные перемещения.

Проведенный анализ геологических и геофизических материалов по Алтае-Саянской складчатой области позволяет высказать предположение о том, что в создании современного структурного плана области значительную роль играли более крупные горизонтальные движения.

Как известно, сдвиги достоверно устанавливаются только в случаях, незначительных по амплитуде перемещений, когда могут быть непосредственно идентифицированы и прослежены по обе стороны разлома определенные геологические объекты (отдельные складки, крупные интрузии и т. д.). В зоне разлома отмечается тектоническая трещиноватость, анализ которой может непосредственно указать на направленность тектонических напряжений. В тех же случаях, когда горизонтальные перемещения достигали сотен километров, их прямая геологическая аргументация значительно усложняется и становится возможной только в результате комплексного анализа геологических и геофизических фактов, увязка которых в совокупности с данными по морфологии структур в приразломных зонах чаще всего только косвенно может указать на смещения горизонтального типа большой амплитуды.

В Алтае-Саянской складчатой области вполне однозначно установлены многочисленные небольшие сдвиги (первые километры) в пределах

¹ Статья печатается в порядке обсуждения.

Рудного и Горного Алтая (Нехорошев, 1966). Горизонтальные движения на Салаире более крупных масштабов, несмотря на их вполне удовлетворительную аргументацию Б. Ф. Сперанским, Э. М. Сендерзоном, И. А. Розенфарб и др., признаются уже не всеми. Что касается крупнейших по амплитуде перемещений в юго-восточной и восточной частях области, то их сторонников пока очень мало.

Основной закономерностью складчатых систем, вытекающей из линейности развития геосинклиналей, является соответствие простираний не только главных структурных зон (антиклинориев, синклинориев), но и более мелких дислокаций, общему простиранию складчатой системы.

Анализ тектоники нижнепалеозойских комплексов Кузнецкого Алатау, расположенных восточнее Кузнецко-Алтайского разлома, и их погруженных продолжений в фундаменте впадин Минусинского межгорного прогиба, установленных по геофизическим данным, показывает, что структурно-формационные зоны между Кузнецко-Алтайским и Восточно-Саянским разломами образуют торцевые сочленения (рис. 1). В пределах Кузнецкого Алатау структуры в целом имеют северо-западное простирание, а их западные окончания отклоняются на северо-восток, т. е. структуры восточнее Кузнецко-Алтайского разлома по отношению к простиранию всей складчатой системы расположены дискордантно. На востоке к Восточному Саяну под разными углами вплоть до прямых примыкают структуры Кузнецкого Алатау. В данном случае вдоль разлома происходит «срезание» древней (байкальской) складчатой системы Восточного Саяна более молодых складчатых структур (салаирских) Кузнецкого Алатау, что противоречит закономерностям структурных сочленений складчатых систем разного возраста. Такая тектоническая ситуация может быть объяснима только при допущении крупных горизонтальных перемещений и более позднего разворота структур.

Большое значение для установления крупных сдвигов имеет выяснение закономерностей в строении и пространственном размещении блоков земной коры, являющихся фрагментами некогда единых складчатых систем, которые характеризовались специфическим строением и формационным составом зон.

В пределах Алтае-Саянской складчатой области (исключая Рудный Алтай, Восточный Саян и Тувинско-Сангиленское поднятие) могут быть выделены два типа блоков, резко отличных друг от друга по формационному составу верхней части земной коры. Для краткости они могут быть названы Кузнецко-Алатауским и Западно-Саянским типами. Принципиальные отличия в формациях этих типов блоков охватывают диапазон от позднего докембрия до силура включительно. Кузнецко-Алатауский тип разреза характерен карбонатным составом отложений позднего докембрия и раннего кембрия, а также обилием вулканогенных формаций, начальных стадий геосинклинального цикла в нижнем кембрии. Западно-Саянский тип разреза характеризуется почти полным отсутствием карбонатных отложений в докембрии и кембрии и широким развитием терригенных флишоидных отложений.

Блоки с Кузнецко-Алатауским типом разреза сформированы салаирским тектогенезом, т. е. геосинклинальный этап их развития закончился в кембрийском периоде.

Геосинклинальное развитие блоков с Западно-Саянским типом разреза завершилось примерно в середине силурийского периода, т. е. это каледонские сооружения.

На рис. 2 показано пространственное расположение этих блоков. Западно-Саянский тип разреза земной коры слагает два блока: Холзунско-Чуйский и Западно-Саянский. Между ними зажат узкий «клин» с Кузнецко-Алатауским типом разреза. В состав «клина» входит не только структура Кадринско-Баратальского горста, но также южная оконечность Уйменско-Лебедского прогиба и Юстыдско-Чуйский прогиб, где

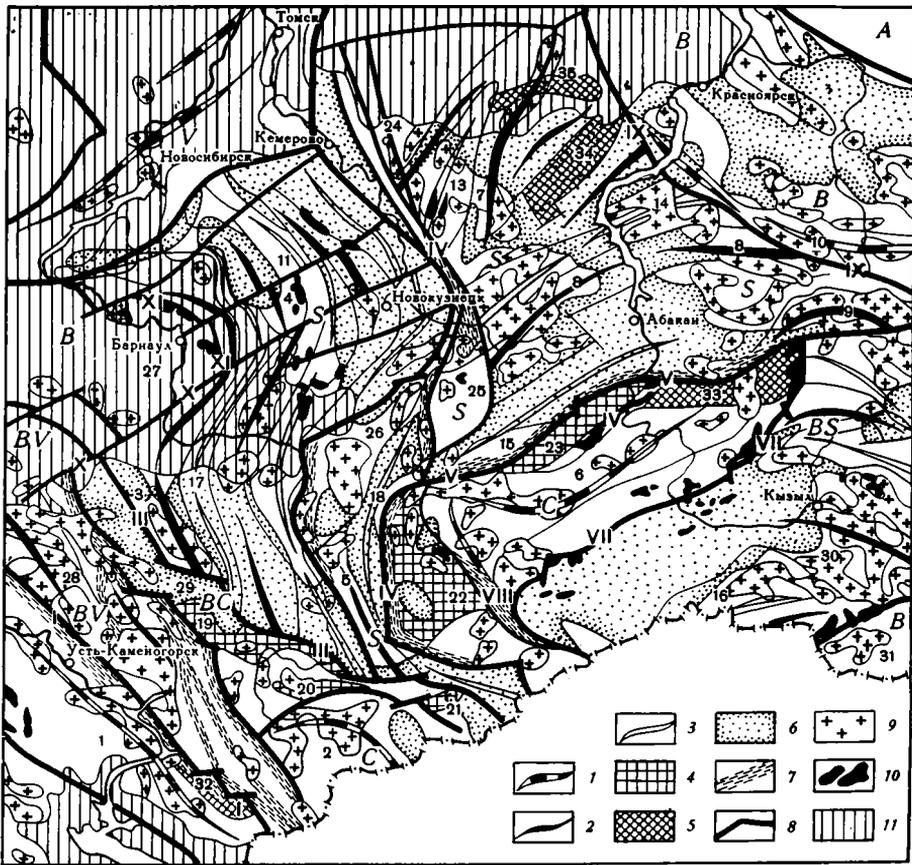
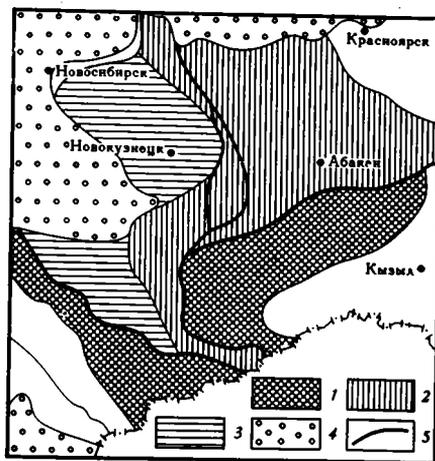


Рис. 1. Тектоническая карта Алтае-Саянской складчатой области. Редактор В. С. Сурков. Составили: О. Г. Жеро, Л. В. Смирнов, В. С. Сурков. 1 — оси инверсионных антиклинорий; 2 — оси унаследованных антиклинорий и структур антиклинорного типа в пределах устойчивых массивов; 3 — оси унаследованных синклинорий и структур синклинорного типа в пределах устойчивых массивов; 4 — выступы-горсты устойчивых массивов; 5 — горсты; 6 — наложенные (местами унаследованные) прогибы и впадины; 7 — зоны смятия; 8 — основные глубинные разломы 9 — гранитоиды; 10 — интрузии ультраосновных пород; 11 — мезозойско-кайнозойские образования Западно-Сибирской плиты и Зайсанской впадины. Буквы и цифры на карте: А — области архейской и раннепротерозойской складчатости; В — области байкальской складчатости; С — области салаирской складчатости; С — области каледонской складчатости; V — области позднегерцинской складчатости; BS — области байкальской консолидации, переработанные салаирским тектогенезом; BC — области байкальской консолидации, переработанные каледонским тектогенезом; BV — области байкальской консолидации, переработанные герцинским тектогенезом. Антиклинории: 1 — Калба-Нарымский; 2 — Холзунско-Чуйский; 3 — Талицкий; 4 — Центрально-Салаирский; 5 — Кадринско-Баратальский; 6 — Западно-Саянский; 7 — Саралинско-Аргинский; 8 — Батеневско-Беллыкский; 9 — Базыбайский; 10 — Дербинский. Синклинории: 11 — Восточно-Салаирский; 12 — Западно-Салаирский; 13 — Терсинско-Юзикский; 14 — Салбинский; 15 — Арбатский; 16 — Восточно-Таннуольский; 17 — Ануйский; 18 — Уйменский. Выступы-горсты устойчивых массивов: 19 — Теректинский; 20 — Катунский; 21 — Кокузекский; 22 — Чулышманский; 23 — Джебашский. Срединные массивы: 24 — Мартайгинский; 25 — Мрасский; 26 — Бийско-Катунский. Устойчивые массивы: 27 — Барнаульский; 28 — Рудно-Алтайский; 29 — Чарышско-Теректинский; 30 — Тувинский; 31 — Сангиленский. Горсты: 32 — Курчумский; 33 — Восточно-Джебашский; 34 — Салгонский; 35 — Аргинский. Разломы и зоны смятия: I — Иртышская; II — Северо-Восточная; III — Теректинский; IV — Кузнецко-Алтайский; V — Кандатский; VI — Брусский; VII — Куртушибинский; VIII — Шапшальский; IX — Восточно-Саянский; X — Семеновский; XI — Троицко-Талмынский

Рис. 2. Расположение блоков земной коры, характеризующихся разным типом строения верхней части (Составили: Жеро О. Г., Смирнов Л. В.)

1 — Западно-Саянский тип разреза; терригенно-сланцевый комплекс докембрия и нижнего палеозоя; 2 — кузнецко-алатауский тип, карбонатный и карбонатно-эффузивный комплекс докембрия и нижнего палеозоя; 3 — салаирский тип (переходный). Карбонатный и карбонатно-эффузивный комплекс докембрия (?), кембрия и терригенный кембро-ордовика; 4 — область распространения мезозойско-кайнозойских образований; 5 — основные глубинные разломы



под многокилометровыми толщами эффузивно-осадочных девонских образований (по геофизическим данным), по всей вероятности, скрыты карбонатно-вулканогенные толщи нижнего кембрия и позднего протерозоя.

Различия в строении указанных блоков захватывают и кембро-ордовикские отложения. В пределах Кузнецко-Алатауского типа блоков кембро-ордовик представлен терригенно-карбонатным комплексом с фаунистически охарактеризованными горизонтами. Для блоков западно-саянского типа характерен песчано-глинистый тип отложений кембро-ордовика со специфическим ритмичным строением (горноалтайская серия). Предложено М. К. Винкман еще в 1956 г. название (горноалтайская серия) отражает очень широкое распространение терригенных комплексов, причем не только в Горном Алтае, но и в Западном Саяне. Как отмечает В. В. Волков, «для отложений горноалтайской серии характерно литологическое однообразие разрезов на всей обширной площади их распространения» (Волков, 1966, стр. 64).

Идентичность состава многокилометровых по мощности толщ на большой площади и отсутствие сколько-нибудь значительных фациальных изменений вблизи Кадринско-Баратальского и Чулышманского выступов, разделяющих в настоящее время крупнейшие районы развития горноалтайской серии, свидетельствуют о былом единстве бассейна осадконакопления, дифференцированного на участки разной амплитуды прогиба, и о стабильности условий поступления терригенного материала. В данном случае в пределах Уйменско-Лебедского прогиба, расположенного между этими регионами, должна бы присутствовать горноалтайская серия в типичном своем выражении.

Однако в действительности кембро-ордовик Уйменско-Лебедского прогиба существенно отличен от типичной горноалтайской серии. В составе верхнего кембрия здесь развиты известняки с фауной, а в составе нижнего ордовика, представленного песчано-глинистыми отложениями, также присутствуют остатки фауны граптолитов.

Таким образом, намеченное взаимное расположение блоков земной коры, различающихся по формационному составу в большом стратиграфическом диапазоне, на стыке Горного Алтая и Западного Саяна с учетом их торцевого сочленения могло возникнуть только в результате значительных горизонтальных перемещений.

В пределах Алтае-Саянской складчатой области мы выделяем три направления, по которым в разное время, по нашему мнению, произошли

значительные горизонтальные перемещения крупных блоков земной коры (рис. 3). Наибольшее по амплитуде смещение произошло, по всей вероятности, в позднесилурийское время. Переместившийся блок охватывал почти всю область раннесалаирской (кузнецко-алатауский тип) складчатости, а также территорию Тувинского и Сангиленского массивов. Структурные зоны ранних салаирид и массивы байкалид (Тувинский и Сангиленский) были передвинуты на северо-запад вдоль Кузнецко-Алтайского (1—1) и Восточно-Саянского (2—2) разломов и развернуты. В результате этого структуры салаирид были сильно деформированы, причем изменилось, по-видимому, и их первичное простирание с предполагаемого северо-западного на субширотное. Расположенные южнее салаирид каледонские структуры Западного Саяна, по нашим представлениям, являются отторгнутой частью Холзунско-Чуйской зоны.

Во фронтальных зонахдвигающихся блоков, особенно на границах разнородных по степени консолидации участков, образовались мощные зоны смятия. Таким «внутренним» фронтом горизонтальнодвигающихся масс являлась, по нашим представлениям, зона смятия Кандадского разлома, возникшая на границе крупнейших блоков с существенно разным типом разреза верхней части земной коры. Схема пространственного расположения складчатых систем с учетом горизонтального перемещения изображена на рис. 3, Б. Время горизонтальных движений устанавливается на основании геологического строения Холзунско-Чуйской и Западно-Саянской зон, которые, судя по формациям и тектоническому развитию, некогда представляли единую структурно-формационную зону. Эти зоны характеризуются близким разрезом докембрийских и нижнепалеозойских образований (до силура включительно), тогда как девонские толщи Западного Саяна имеют общие черты строения с таковыми Минусинских впадин. Таким образом, смещение произошло, по-видимому, в конце силура.

Анализ структур и состав магматизма Кузнецко-Алтайского разлома, проведенный С. С. Долгушиным (1969) в пределах Кузнецкого Алатау, также подтверждает, что сдвиговые подвижки произошли в интервале между поздним кембрием и девоном.

Амплитуда смещения вдоль разломов непостоянна. Вдоль Кузнецко-Алтайского разлома на севере области (район Мартайгинского среднего массива) амплитуда перемещения составляет величину порядка 100 км, тогда как на юге вдоль этого же разлома смещение было не менее 350 км. Еще большая величина горизонтального перемещения предполагается нами вдоль Восточно-Саянского разлома, где она, вероятно, достигла 500 км и более. Естественно, что столь большие горизонтальные подвижки должны были отразиться на сохранности единичных структурных зон. Так, значительно разрушению подвергся Арбатский синклинорий и Базыбайский антиклинорий, обособился Бийско-Катунский блок. Значительно сократился в размерах и перемещенный участок каледонской геосинклинали (Западный Саян). Мощные гипербазитовые пояса, ограничивающие с юго-востока и северо-запада структуры Западного Саяна (Куртушибинский, Борусский), как и сама структура между ними, срезаются под острым углом Канданским разломом. Этот же разлом срезает и более древние структуры Восточного Саяна.

Рассмотренный сдвиг позволяет объяснить возникновение сложных дугообразных изгибов структурных зон салаирид, расположенных между Кузнецко-Алтайским и Восточно-Саянским разломами, имеющих торцевое сочленение с более древними структурами, «появление» незначительной по площади каледонской складчатой системы Западного Саяна среди зон более древней складчатости, а также развитие поперечных выступов, какими являются Джебашский горст, Салгонский кряж, хр. Арга, Средне-Чулымский и Улу-Юльский выступы (последние два находятся в пределах Западно-Сибирской плиты). Только допуская та-

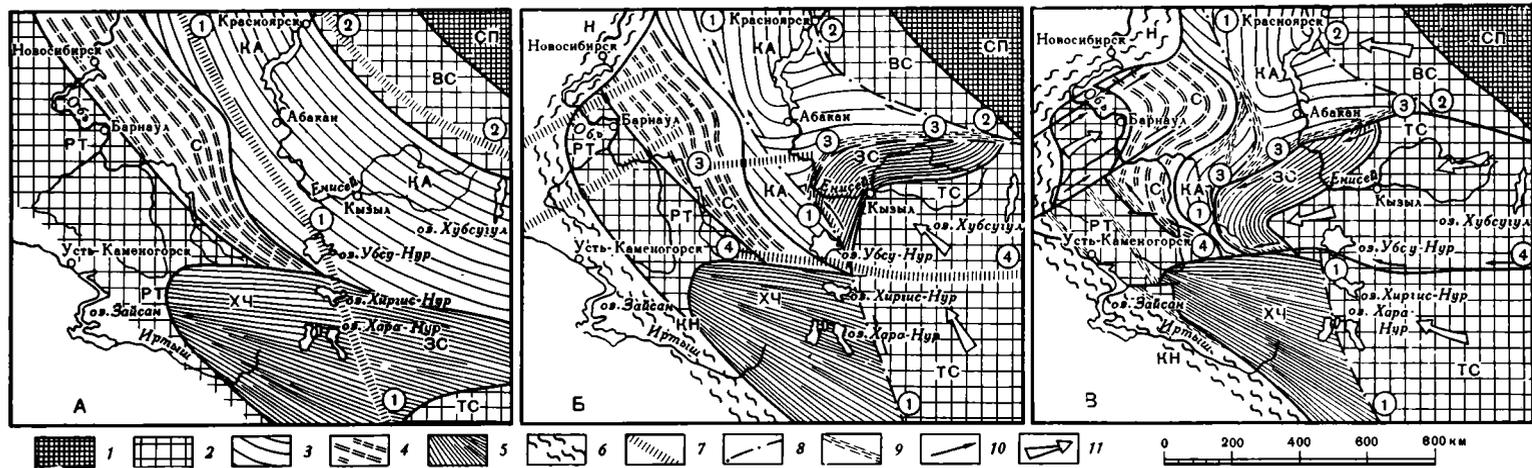


Рис. 3. Схема предполагаемых горизонтальных перемещений крупных блоков земной коры в пределах Алтае-Саянской складчатой области (Составили: Жеро О. Г., Смирнов Л. В., Сурков В. С.).

А. Расположение складчатых систем к концу силурийского периода. Б. Расположение складчатых систем к концу позднего палеозоя. В. Современное положение складчатых систем. 1 — Сибирская платформа (СП); 2 — байкалиды: Восточного Саяна (ВС), Тувинского и Сангиленского массивов (ТС); фундамент (байкалиды) Рудно-Алтайского и Чарышского-Теректинского массивов (РТ); 2 — салаириды Кузнецко-Алатауского типа (КА); 4 — салаириды Салаирского кряжа (С); 5 — каледониды: Холзунско-Чуйской (ХЧ) и Западно-Саянской (ЗС) зон; 6 — герциниды Калба-Нарымской (КН) и Ново-сибирской (Н) зон; 7 — места заложения глубинных разломов-сдвигов; 8 — глубинные разломы-сдвиги, по которым произошли основные горизонтальные перемещения; 9 — зоны смятия (фронты горизонтальнодвигающихся масс); 10 — направления движений по разломам-сдвигам; 11 — направление движения крупных блоков; разломы-сдвиги — 1—1 — Кузнецко-Алтайский; 2—2 — Восточно-Саянский; 3—3 — Кандатский, 4—4 — Монгольский

кой сдвиг, становится возможным объяснение литологической идентичности протерозойских сланцев Теректинского, Кокузекского, Чулышманского и Джебашского массивов, а также аналоги формаций, магматизма и складчатости Холзунско-Чуйского и Западно-Саянского инверсионных антиклинорий. Пространственное взаиморасположение Теректинского и Кокузекского горстов относительно Холзунско-Чуйского антиклинория показывает, что каледонский геосинклинальный прогиб, на месте которого в начале силура возник антиклинорий, отделяется от салаирид полосою устойчивых массивов. В пределах отторгнутой части каледонид (Западный Саян) фрагменты устойчивых массивов представлены Чулышманским массивом и западной частью Джебашского горста.

Второй эпохой горизонтальных движений был конец палеозоя или самое начало мезозоя. Основными направлениями горизонтального движения масс были субширотное для южной части Алтае-Саянской области и северо-восточное для района Салаирского кряжа и Барнаульского массива.

Наиболее интенсивное движение произошло с востока — юго-востока на запад — северо-запад в южной части Алтае-Саянской складчатой области. Глубинным разломом-сдвигом, ограничивающим на севере движущийся блок, послужил Кандадский разлом (3—3) (рис. 3, В), возникший наряду с другими и как фронт движения масс в предыдущую эпоху горизонтальных перемещений.

Южный разлом расположен в пределах Монголии (рис. 3, В, 4—4). Основным фронтом горизонтального движения масс является Телецко-Курайская зона смятия. Однако горизонтальные движения происходили и западнее, вплоть до Чарского поднятия. Структурные зоны, расположенные между Рудным Алтаем и Телецко-Курайской зоной смятия, в результате этого движения образовали дугообразный изгиб, наиболее ярко проявившийся в пределах Горного Алтая. Такие же дугообразные зоны отмечаются в пределах структур байкальской стабилизации (Рудно-Алтайская и Чарышко-Теректинская).

Самая западная зона смятия, возникшая в результате горизонтального перемещения Рудно-Алтайского блока, — Иртышская. Эта зона смятия, как указывает В. П. Нехорошев (1966), в большей части состоит из метаморфизованных сланцев девона Калба-Нарымской зоны. Мы же полагаем, что надвиг массива Рудного Алтая на Калба-Нарымскую зону привел не только к образованию зоны смятия, но и к разрушению северо-восточного крыла Калба-Нарымской зоны. Возможно, что оно было первоначально такой же ширины, как современное юго-западное крыло, а цепь гранитных батолитов некогда была приурочена к центральной части зоны.

Нам представляется, что следствием рассматриваемого горизонтального движения являются зоны смятия, расположенные в пределах Рудного и Горного Алтая (Телецко-Курайская, Северо-Восточная, Чарышко-Теректинская и др.). Развились они на месте ранее существовавших глубинных разломов, некогда разделявших блоки разного возраста консолидации или структурно-формационные зоны. Это смещение привело также к образованию весьма своеобразной зоны смятия и гранитизации в районе Шапшальского хребта. Шапшальская зона смятия, по-видимому, возникла в результате поворота и предельного сжатия структуры Западно-Саянского инверсионного антиклинория. Отложения, выполняющие Ануйско-Чуйский прогиб, в результате давления со стороны Западного Саяна и Тувинского массива были смяты в складки и частично сдвинуты в северо-западном направлении вдоль Теректинско-Чарышского разлома. Следует заметить, что субширотное движение в конце палеозоя привело к надвиганию Восточного Саяна на зону раннесалаирской складчатости, скрыв тем самым прямые следы горизонтальных движений вдоль разлома. Следствием активизации земной коры при

больших горизонтальных смещениях кроме образования зон смятия и пространственной перегруппировки структур и блоков является широкое развитие позднепермского гранитоидного магматизма во всех структурах, участвовавших в горизонтальном движении, независимо от возраста их консолидации и типа складчатости. Горизонтальными движениями были смяты в крупные складки геосинклинального типа все постгеосинклинальные образования девонского возраста в пределах Уйменско-Лебедской, Ануйско-Чуйской и Белоубинской структурно-формационных зон, создав тем самым впечатление раннегерцинской геосинклинальной складчатости.

В результате позднепалеозойских — раннемезозойских горизонтальных движений произошло смещение на северо-восток Барнаульского массива и Салаирской складчатой зоны. Структуры Салаирской складчатой зоны были разбиты на мелкие блоки, приподняты и надвинуты на Кузнецкий бассейн.

Полоса интенсивных дислокаций типа зоны смятия, возникшая в результате этого движения, представлена чешуеобразными надвигами и мелкой складчатостью в пределах обнажений части Салаирского кряжа и напряженной почти изоклинальной складчатостью угленосных отложений Кузнецкого бассейна, примыкающих к Салаирскому кряжу. Характерно, что, как и в районе Горного и Рудного Алтая, на Салаире также наблюдается активизация гранитоидного магматизма, по времени совпадающая с максимальными напряжениями сдвига. Амплитуда горизонтального смещения Салаирской складчатой зоны на северо-восток относительно невелика (порядка 70 км).

На смещение структур Салаирской складчатой зоны в северо-восточном направлении и их надвигание на Кузнецкий бассейн указывали многие исследователи (Сперанский, 1933; Усов, 1936, 1937; Яворский, 1969; Коровин, 1954, и др.).

При анализе крупных горизонтальных смещений, естественно, возникает вопрос о глубинах залегания поверхностей, по которым произошло перемещение блоков. Проведенное изучение глубинного строения территории Алтае-Саянской складчатой области показало достаточно четкое отражение структурных зон геосинклинального и орогенного этапов в глубинной структуре земной коры. Это обстоятельство может свидетельствовать о том, что поверхность, по которой происходило перемещение крупных блоков земной коры, расположена, по-видимому, значительно ниже подошвы земной коры.

В данной статье авторы стремились лишь заострить внимание исследователей на вопросе о роли горизонтальных движений в формировании современной структуры Алтае-Саянской складчатой области и, естественно, не могли привлечь большого количества аргументов в пользу существования крупных блоковых перемещений.

Бесспорен тот факт, что изучение тектонического строения Алтае-Саянской области с учетом возможных значительных горизонтальных перемещений отдельных блоков позволит глубже использовать тектонические закономерности размещения полезных ископаемых и способствовать более успешной корреляции разрезов, а также в значительной мере корректировать палеогеографические построения.

Литература

- Волков В. В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая. Новосибирск, «Наука», 1966.
- Долгушин С. С. Кузнецко-Алатауский глубинный разлом и связь с ним метаморфизма и гранитоидного магматизма.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 2.
- Завгородский О. М. Опыт экспериментального исследования механизма образования структур фундамента Минусинского прогиба и его обрамления.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1968, т. 181.

- Коровин М. И.* О геотектонической природе палеозойского фундамента Западно-Сибирской равнины. Вопросы геологии Азии, т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Мусатов Д. И.* Некоторые особенности глубинных разломов на примере складчатых областей юга Красноярского края.— В кн.: Тектоника Сибири, т. II. Новосибирск, 1966.
- Нехорошев В. П.* Тектоника Алтая. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. «Недра», 1966, т. 139.
- Парфенов Л. М.* Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., «Наука», 1967.
- Сперанский Б. Ф.* Структура палеозойских формаций Обско-Томского междуречья. Сб. по геологии Сибири, посвященный юбилею проф. М. А. Усова. Томск. Изд-во Зап.-Сиб. геол.-разв. треста, 1933.
- Усов М. А.* Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, Изд-во Зап.-Сиб. геол.-разв. треста, 1936.
- Усов М. А.* Общие итоги геологической изученности к двадцатилетию Октября. Вестн. ЗСГТ, 1937, № 5.
- Яворский В. И.* Геология месторождений и горючих сланцев СССР, т. 7. «Недра», 1969.

СНИИГГИМС
Новосибирск

Статья поступила
29 апреля 1972 г.

УДК 551.242.055 (571.65)

В. М. МЕРЗЛЯКОВ, М. И. ТЕРЕХОВ, С. Г. БЯЛОБЖЕСКИИ
О СРЕДИННЫХ МАССИВАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Рассматривается проблема срединных массивов Северо-Востока СССР и Аляски. Показано, что некоторые из них выделены ошибочно. На месте Колымского массива выявлена мезозойская эвгеосинклинальная зона, Тайгоносский массив трактуется как блоковый антиклинорий; в границах Эскимосского (Юконского) массива скорее всего объединены самые разнородные элементы — блоки докембрия, мезозойские и кайнозойские складчатые зоны.

Срединными массивами являются Омолонский и Охотский. Они, как и погребенные под верхоянским комплексом другие массивы, являются элементами Яно-Колымской миегеосинклинальной системы. Массивы представляют собой обломки дорифейского гранитизированного основания, некогда составлявшего единое целое со структурами фундамента Сибирской платформы.

Интерес к срединным массивам вообще и Северо-Востока СССР в частности особенно возрос в последние годы в связи со статьей А. Л. Яншина (1965). В ней был дан всесторонний анализ проблемы срединных массивов, показано общее неудовлетворительное состояние представлений об этих структурах, внесено предложение об ограничении содержания термина «срединный массив» и указаны отличия срединных массивов от других структур. А. Л. Яншин убедительно показал, что многие срединные массивы, особенно в альпидах Европы, были выделены ошибочно. С другой стороны, в числе настоящих массивов, особенности строения которых он предполагал осветить специально, были названы Колымский, Омолонский, Охотский и Тайгоносский. Надо сказать, что эти и некоторые другие массивы (например, Эскимосский или Юконский) уже давно выделяются на различных тектонических картах. Они нередко рассматриваются как тектонотипы срединных массивов, хотя единого общепринятого взгляда на их природу и строение у исследователей нет. Более того, из года в год накапливается фактический материал, совершенно не укладывающийся в рамки существующих представлений о срединных массивах. Он заставляет по-иному взглянуть на природу этих структур, а также затронуть более широкий круг проблем, касающихся тектонического строения Северо-Востока СССР.

Прежде всего необходимо рассмотреть вопрос о Колымском массиве, выделявшимся ранее на всех тектонических и металлогенических схемах региона.

Центральная часть Северо-Востока СССР, где обычно выделяется Колымский массив, сначала относилась к так называемому Юагирскому плато — варисцийской плите, предположительно включавшейся в состав гетерогенной Северо-Американской платформы (Архангельский, Шатский, 1933). Позже С. В. Обручев (1934) отнес ту же территорию к самостоятельной Колымской платформе. Эти тектонические схемы были подвергнуты критике со стороны П. Н. Кропоткина (Кропоткин, Шаталов, 1936), В. Н. Сакса (1938) и других исследователей. Н. С. Шатский пересмотрел свои прежние представления и стал последовательно развивать идею о жестких массивах в складчатой структуре Северо-Востока,

СССР, впервые высказанную П. Н. Кропоткиным (Кропоткин, Шаталов, 1936). В коллективной работе (Архангельский и др., 1937) Юкагирско-Алазейская глыба, выделенная в междуречье Колымы и Индигирки, называется срединной массой, а термин «срединный массив» применяется к ней позже (Архангельский, 1941). Современное наименование «Колымский срединный массив» прочно утвердилось в литературе лишь после выхода в свет «Тектонической карты СССР и сопредельных стран масштаба 1 : 5 000 000» (1956) и объяснительной записки к ней. Под Колымским массивом в этих работах Н. С. Шатский и его соавторы понимают глыбу предшествовавшей палеозойской складчатости, оставшуюся непеработанной геосинклинальными процессами и магматизмом мезозоя. «Складчатое основание массива сложено серией карбонатных пород палеозойского возраста (до нижнего карбона включительно), среди которых на правобережье р. Колымы выступают метаморфические породы и мощные терригенные толщи протерозоя — нижнего кембрия (?). Древние породы смяты в серию складок долготного и северо-западного простирания (Момский антиклинорий). Во время образования верхоянского комплекса на Колымском массиве отлагались относительно маломощные карбонатные толщи (около 1000 м). В юре в его северо-западных частях (бассейн р. Алазеи) происходило накопление вулканогенных пород основного и кислого состава. Верхнепалеозойские и мезозойские образования в пределах массива слабо дислоцированы. В юго-западной его части находится обширная Зырянская впадина, заполненная угленосной формацией верхней юры и мела (несколько тысяч метров), которая почти не затронута складчатостью» (Шатский, 1963, стр. 508).

Эти представления о Колымском массиве в дальнейшем были развиты в трудах Ю. М. Пушаровского (1960), Н. А. Богданова (1963), группы якутских и магаданских геологов (Мокшанцев и др., 1964; Тильман и др., 1969), а также в ряде других работ. Исследователи стали по-разному понимать тектоническую природу массива, его границы, объем чехла и возраст фундамента; наметилась явная тенденция к удревнению структур последнего от палеозойских к байкальским и дорифейским. Однако главные выводы относительно Колымского массива по существу остались прежними. Считалось, что массив определяет структурный план Верхояно-Чукотской складчатой области, так как Яно-Колымская и Чукотская системы приспособлены к его ограничениям. Многие исследователи до сих пор рассматривают массив в качестве пассивной платформенной структуры, древний фундамент которой перекрыт пологим маломощным чехлом мелководных карбонатных и континентальных палеозойских и мезозойских отложений. Отмечается, что интрузивный магматизм для Колымского массива не характерен, а гранитоиды сосредоточены почти исключительно вдоль юго-западной и северной его окраин. В соответствии с изложенным построены все металлогенические схемы Северо-Востока СССР.

В последние годы появились работы (Русаков, Виноградов, 1969; Шило, Мерзляков, 1972), в которых была дана совершенно иная интерпретация тектонической структуры территории, относившейся ранее к Колымскому массиву. На его месте выделена мезозойская эвгеосинклинальная зона, являющаяся частью обширной складчатой системы, названной Алайско-Олойской (рис. 1). Эта новая складчатая система по масштабам и назначению вполне сопоставима с известными Яно-Колымской и Чукотской миогеосинклинальными системами.

Алазейская зона занимает район одноименного плоскогорья и окружающей его Колымской низменности. Хотя строение зоны здесь еще полностью не расшифровано, главнейшие ее особенности достаточно ясны. Исследования, проведенные В. М. Мерзляковым и М. И. Тереховым в 1971—1972 гг., а также пересмотр ранее собранных материалов (Сакс, Моор, 1941; Пепеляев, Терехов, 1963) позволяют выделить в пределах

плоскогорья три формационно-структурных комплекса: геосинклинальный (палеозой — низы средней юры), позднегеосинклинальный (средняя юра — нижний мел) и послегеосинклинальный (верхний мел — палеоген). Для целей данной статьи наибольший интерес представляет геосинклинальный комплекс. Он сложен многокилометровой сильно дислоцированной толщей морских терригенно-вулканогенных образований — базальтов, кератофиров, их туфов, различных кремнистых пород (в том числе яшм с радиоляриями), граувакк, конгломератов и глинистых слан-

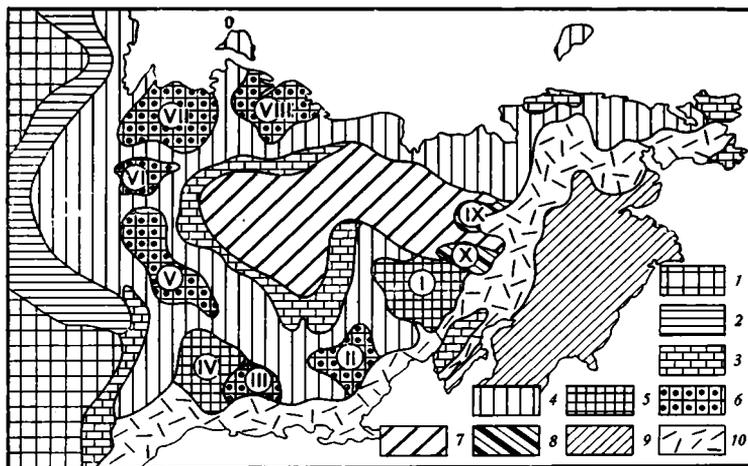


Рис. 1. Схема размещения срединных массивов в структурах Северо-Востока СССР. 1 — Сибирская платформа; 2 — Приверхоанский краевой прогиб. Яно-Колымская и Чукотская многогеосинклинальные системы; 3 — блоковые структуры, в основном сложенные складчатыми комплексами докембрия, нижнего и среднего палеозоя; 4 — складчатые структуры верхоянского комплекса; 5 — срединные массивы (I — Омолонский, IV — Охотский); 6 — районы пологих дислокаций верхоянского комплекса (погребенные массивы: II — Балыгычанский, III — Иняйский, V — Адыча-Эльгинский, VI — Янский, VII — Шелонский, VIII — Хромский). Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система; 7 — складчатые структуры, в основном сложенные палеозоем и ранним мезозоем; 8 — массивы ранней консолидации (IX — Яблонский, X — Еропольский). 9 — Корякско-Камчатская кайнозойская складчатая область; 10 — Охотско-Чукотский вулканический пояс

цев при ничтожной роли известняков. Породы подвержены интенсивному зеленокаменному перерождению, в том числе в фации глаукофановых сланцев. Возрастной объем комплекса пока неясен. Имеющиеся палеонтологические данные свидетельствуют о том, что в его состав входят образования карбона, перми, верхнего триаса, нижней и средней юры вплоть до ааленского яруса. При этом предполагается, что нижние части разреза относятся к раннему палеозою и даже к докембрию. Такие терригенные и вулканогенные морские образования рифейско-кембрийского (?) и ордовикского возраста уже известны в Рассошинской зоне Омудевского поднятия (Мерзляков, 1971). Эту зону в свете новых данных логичнее всего рассматривать как юго-западную окраину Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системы на стыке ее с Яно-Колымской многогеосинклиналью. При таком толковании структурного положения Рассошинской зоны становятся понятными некоторые ее специфические особенности — надвиги и опрокидывание складок в направлении к Яно-Колымской многогеосинклинали; щелочной (калиевый) характер вулканитов ордовика и необычный для раннегеосинклинальных образований парагенез их с аспидными сланцами. Находят объяснение и глыбово-валунные конгломераты рифея, лежащие в основании изученного страти-

графического разреза и состоящие из громадных неокатанных глыб известняков и валунов кварцитов. Скорее всего они сформировались у подножия континентального склона и наряду с другими приводившимися выше данными фиксируют собой восточный край более древней сиалической плиты, в состав которой входит Яно-Колымская миогеосинклиналь и Сибирская платформа. Кроме приводившихся фактов, подтверждающих высказанную точку зрения, весьма важным представляется еще один — общий характер метаморфической зональности на территории бывшего Колымского массива. В окраинных поднятиях, образованных докембрийскими и палеозойскими породами (Омулевское и Приколымское поднятия), установлены полиметаморфические зональные комплексы (Мерзляков, 1963; Шишкин, 1968). С удалением от края континентальной плиты в направлении к Алазейскому плоскогорью намечается пояс пренит-пумпеллитового метаморфизма. Имеются в виду зеленокаменноизмененные вулканогенные ордовикские образования Рассошинской зоны (Мерзляков, Лычагин, 1973). Наконец, в самом центре региона, на Алазейском плоскогорье, В. М. Мерзляков и М. И. Терехов выявили в 1971—1972 гг. зону глаукофанового метаморфизма. Таким образом, в направлении от окраинных поднятий к Алазейскому плоскогорью намечается латеральная метаморфическая зональность, аналогичная той, которая свойственна Тихоокеанскому обрамлению (Добрецов, Курода, 1969).

Все сказанное выше, несомненно, указывает на то, что в центре мезозойд Северо-Востока СССР находится не древняя жесткая структура типа платформы или срединного массива, а складчатая геосинклинальная система, развивавшаяся на океанической коре, которая, естественно, не может служить тектонотипом срединных массивов.

Большие сомнения вызывает также существование Эскимосского, или Юконского массива. Эта дорифейская жесткая структура, площадью почти втрое больше Колымского массива, была выделена В. Ф. Белым (1964) и Н. А. Богдановым (1963) между мезозойскими и кайнозойскими складчатыми зонами Чукотки и Аляски. Представления о существовании массива отражены на многих современных тектонических картах, а истоки их восходят к ранним этапам изучения региона (Кропоткин, Шаталов, 1936; Обручев, 1938; Кропоткин, Херасков, 1939, и др.). В качестве основных доводов в пользу выделения Эскимосского (Юконского) массива приводятся: предполагаемое неглубокое залегание дорифейского кристаллического фундамента; платформенный тип формаций, небольшие мощности и пологие дислокации палеозойских и мезозойских отложений, рассматриваемых как платформенный чехол; виргация окружающих массив разновозрастных складчатых сооружений. Эти представления также не подтверждаются новейшими материалами.

По данным бурения, геофизических и морских геологических исследований (Hopkins et al., 1969; Sholl and Hopkins, 1969; Беляев и др., 1970; Верба и др., 1971), в районе Анадырской низменности и залива, а также в южной части шельфа Берингова моря распространены складчатые вулканогенные и терригенные толщи триасово-юрского и мелового (доверхнесенонского) возраста, перекрытые полого залегающими и слабо консолидированными преимущественно кайнозойскими отложениями мощностью от нескольких сотен метров до 3,5 км. Рельеф кровли складчатого фундамента отличается большой расчлененностью и, по-видимому, создан позднемеловой складчатостью. В Анадырском заливе под кайнозойским чехлом установлены антиклинорные и синклинорные структуры, аналогичные позднемезозойским структурам обрамления Анадырской низменности. Вопрос о существовании докембрийского гранитно-метаморфического комплекса в данном районе пока не может быть решен однозначно. Выходов докембрия на дневной поверхности здесь нет, а толщи высокой плотности

(2,7—2,8 г/см³), залегающие на глубинах 4—6 км, могут соответствовать метаморфизованным осадочно-вулканогенным образованиям палеозоя или мезозоя.

Докембрийские кристаллические породы, возраст которых подтвержден радиологически, известны на Чукотском полуострове (Шило, Загрузина, 1965; Крюков, Недомолкин, 1972), п-ове Сьюард (Sainsbury et al., 1970) и вполне вероятно также в северной части шельфа Берингова моря и в центральной Аляске. На Чукотке и п-ове Сьюард кроме докембрийских образований древнее 1580—1630 млн. лет установлены дислоцированные и метаморфизованные в фации зеленых сланцев вулканогенные, терригенные и карбонатные породы предположительно рифейского возраста, вмещающие интрузии гранитоидов и габброидов с абсолютным возрастом от 644 до 750 млн. лет. Сложно дислоцированные верхнедокембрийские породы присутствуют, по-видимому, среди метаморфических сланцев Берч-Крик и их аналогов, распространенных в междуречье Юкон — Танана, вдоль южного склона хр. Брукса и на правом берегу среднего течения р. Юкон (Smith, 1939; Williams, 1962; Foster et al., 1970). Таким образом, в состав гранитно-метаморфического комплекса здесь входит не только дорифейский, но и позднпротерозойский складчатый комплекс.

Наличие выходов докембрия само по себе еще недостаточно для выделения массива, тем более, что подобные метаморфические комплексы широко распространены в основании миогеосинклиналей хр. Брукса и пояса Милларда, а также Чукотской системы. Поэтому необходимо рассмотреть основные особенности состава и строения послерифейских толщ, т. е. тех образований, которые относятся к платформенному чехлу.

Нижне- и среднепалеозойские отложения мощностью 3—5 км наиболее широко распространены на Чукотском полуострове, п-ове Сьюард (Sainsbury et al., 1970), в междуречье Юкон — Поркьюпайн (Churkin and Brabb, 1965; Brabb, 1967, 1969); фрагменты их разреза известны в междуречье Юкон — Кускоквим (Eakin, 1918; Sainsbury, 1965), а также на о. Святого Лаврентия (Patton and Dutro, 1969). Они представлены карбонатными и терригенными, преимущественно тонко-обломочными породами. Около половины мощности комплекса приходится на средне-верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения, в составе которых вверх по разрезу заметно возрастает доля терригенных пород. Внутри него на разных уровнях прослеживаются стратиграфические перерывы, не связанные со значительными структурными перестройками. Формационно отложения близки к миогеосинклинальным образованиям Верхояно-Чукотской области и пояса Милларда, отличаясь от них меньшей мощностью. Однако, если сопоставить мощности близких по составу верхнедевонских и нижнекаменноугольных миогеосинклинальных отложений южной части хр. Брукса (1,4—2,1 км) с синхронными образованиями востока Чукотского полуострова (1,5 км) и междуречья Юкон — Поркьюпайн (1,6 км), то различия оказываются не столь уже значительными.

Верхнепалеозойские и нижнемезозойские толщи образуют самостоятельный комплекс, распространенный в тех же районах. На Чукотке это верхнепермские (?) — нижнетриасовые песчано-сланцевые отложения Колючинско-Мечигменского прогиба мощностью до 1,5 км, вмещающие многочисленные тела триасовых (?) габброидов. На о. Святого Лаврентия к этому комплексу принадлежат средне- и верхнетриасовые алевролиты, кремнистые сланцы, тонкослоистые известняки (120 м) и, возможно, немая толща турбидитных граувакк и алевритисто-глинистых сланцев (750 м); здесь же известны пермские диабазы (Patton and Dutro, 1969; Patton and Csejtey, 1971). В центральной Аляске, в среднем течении р. Юкон и в междуречье Юкон — Северный

Кускоквим этот комплекс мощностью 1,5—3 км представлен измененными вулканитами основного и среднего состава, кремнистыми и терригенными породами с подчиненным количеством известняков (Capps, 1940; Williams, 1962). В тесной ассоциации с ними встречаются гипербазиты, габброиды и диориты. Для некоторых интрузивов получены триасовые и юрские значения абсолютного возраста (Reiser et al., 1965; Patton and Miller, 1970). Восточнее, в междуречье Юкон — Поркьюпайн, у границы с Канадой распространены терригенные и карбонатные отложения верхней перми (100—600 м), с разрывом и угловым несогласием залегающие на среднем палеозое. Они сменяются тонко-обломочными морскими отложениями триаса, юры и нижнего мела мощностью до 3,7 км (Grabb, 1969).

Нижне-среднепалеозойские и верхнепалеозойско-нижнемезозойские толщи смяты в линейные, иногда брахиформные складки. В западной части хр. Кил и гор Огилви, вдоль южного склона хр. Брукса, на левобережье среднего течения р. Юкон и на п-ове Сьюард широко развиты сложные надвиги и покровы, в которые вовлечены породы от докембрия до нижнего мезозоя включительно (Brosge and Reiser, 1964; Gabrielse, 1967; Sainsbury et al., 1970). Надвиги, обращенные на север и северо-запад, наблюдаются на востоке Чукотского полуострова и, по-видимому, распространены значительно шире, чем принято считать сейчас.

Верхнемезозойские и кайнозойские отложения мощностью до 1,5 км на востоке Чукотки, в северной части шельфа Берингова моря и в центральной Аляске залегают в большинстве случаев полого, слагая структуры Чукотского отрезка вулканогенного пояса и выполняя разобщенные впадины. Исключение составляет район, заключенный между реками Кобук и Коюкук, горами Кускоквим и п-овом Сьюард. В этом треугольнике распространен мощный (более 4,5—7,5 км) комплекс морских нижнемеловых отложений, который в нижней части состоит из вулканитов среднего состава с подчиненным количеством вулканогенно-осадочных и карбонатных пород, а в верхней — из граувакк и алевроглинистых пород (Patton, 1971). Последние по северной и восточной окраинам Юкон-Коюкукского прогиба вверх по разрезу и в латеральном направлении сменяются морскими и континентальными угленосными отложениями альба — низов верхнего мела. Породы комплекса разбиты разломами и смяты в сжатые линейные складки. В ряде мест по периферии прогиба среди донижнемеловых пород обрамления установлены глаукофановые сланцы (Forbes et al., 1971). Формационный состав, мощности и характер дислокаций нижнемелового комплекса Юкон-Коюкукского прогиба не согласуются с представлением о его принадлежности к чехлу массива. Не исключено, что местами под ним вообще отсутствует гранитизированное докембрийское основание. Косвенным подтверждением этому могут быть данные аэромагнитной съемки (Zietz et al., 1960), указывающие на наличие на глубине больших масс основных изверженных пород.

Многие особенности строения территории, выделяемой в качестве Эскимосского массива, еще далеко не ясны. Однако то, что уже известно, заставляет думать, что подобной жесткой структуры на самом деле нет. В ее контурах объединены весьма разнородные элементы: мезозойские и позднемезозойско-кайнозойские складчатые зоны, в том числе и эвгеосинклинальные, и фрагменты докембрийского фундамента, выступающие в блоковых антиклинориях и надвиговых чешуях. Некоторые эвгеосинклинальные прогибы, например Юкон-Коюкукский, возникли, по-видимому, в результате позднепалеозойского и раннемезозойского рифтогенеза на коре континентального типа. Примерно такая же интерпретация структуры Аляски дается на тектонической карте Северной Америки (King, 1969).

В число срединных массивов Северо-Востока СССР многие исследователи включают Тайгоносский массив. Авторы придерживаются, однако, иного мнения. Хотя названная структура и связана общностью происхождения с близлежащим Омолонским массивом, ее все же, по-видимому, нельзя считать срединным массивом. Это сравнительно небольшой горст архейских кристаллических пород, лишенный чехла, линейно-вытянутый и органически вписывающийся в общий план мезозойских складчатых структур. Его правильнее рассматривать как блоковый антиклинорий Гижигинской складчатой зоны. Скорее всего в палеозое Тайгоносский блок представлял собой южную окраину Омолонского массива и был отчленен от него в процессе развития мезозойских прогибов. Сходную точку зрения уже высказывал Ю. М. Пушаровский (1960).

Таким образом, далеко не все структурные элементы мезозойского Северо-Востока СССР, относившиеся ранее к срединным массивам, являются таковыми в действительности. Вместе с тем это вовсе не означает, что срединные массивы отсутствуют здесь вообще, как, например, считают И. М. Русаков и В. А. Виноградов (1969). Типичными представителями этих структур, как справедливо отметил А. Л. Яншин (1965), являются Омолонский и Охотский массивы, в связи с чем они заслуживают специального рассмотрения.

По современным воззрениям (Шатский, 1963; Пушаровский, 1960; Тильман и др., 1969; Чиков, 1970; Мерзляков и др., 1971, и др.), Омолонский и Охотский массивы характеризуются близкими чертами строения и принадлежат к генетически родственным структурам, представляющим собой глыбы дорифейской консолидации в системе мезозойских структур. В их пределах распространены три главнейших формационно-структурных комплекса: фундамент, чехол и орогенный комплекс.

Фундамент массивов, вскрывающийся в небольших горстах, сложен дорифейскими глубокометаморфизованными образованиями — различными гнейсами и мигматитами, двупироксеново-амфиболовыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, гранатовыми кварцитами и кальцифирами. Вещественный состав толщ и характерные минеральные парагенезисы позволили еще в 1940 г. Д. С. Коржинскому параллелизовать метаморфические породы Омолонского массива с архейскими образованиями Алданского щита. Позднее этот вывод был подтвержден для Охотского массива Г. А. Гринбергом (1968), а для Омолонского — М. Л. Гельманом и М. И. Тереховым (1968).

Строение кристаллического фундамента массивов расшифровано еще недостаточно. В Кухтуйском блоке Охотского массива архейские толщи образуют антиклинорий субмеридионального простирания, осложненный простыми симметричными складками шириной до 2,5 км с углами падения крыльев до 50°; отмечаются изоклинальные складки (Гринберг, 1968). Архейские толщи Омолонского массива, вероятно, собраны в систему сложных напряженных складок преимущественно северо-восточного и субмеридионального направлений. В соответствии с этим находится и пространственная ориентировка большинства выступов фундамента массива в современном плане. В южных выступах отмечаются фрагменты мелких сложных складок и круто наклоненные моноклинали. В этих же районах наблюдаются участки, где породы характеризуются пологим моноклиналильным залеганием с углами падения от 10 до 30°. Исходя из этого, можно думать, что помимо сложных складчатых структур архейские толщи участвуют также в строении пологих куполов.

Поверх фундамента залегает двухъярусный чехол. Нижний ярус образован рифейскими, вендскими и нижнепалеозойскими (преимущественно ордовикскими) терригенными и карбонатными породами — кварцитовидными песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, мер-

гелями, известняками и доломитами суммарной мощностью до 3500 м. Общими чертами формаций, составляющих нижний ярус чехла, являются цикличность строения, выражающаяся в чередовании песчаниковых, глинистых и карбонатных толщ, пестрая окраска пород, наличие трещин усыхания и волноприбойных знаков на поверхности пластов. Иногда (например, в северо-западной части Омолонского массива) в рассматриваемый комплекс входит также не совсем обычная ассоциация пород условно ордовикского возраста, состоящая из чередующихся аркозовых песчаников и базальтов.

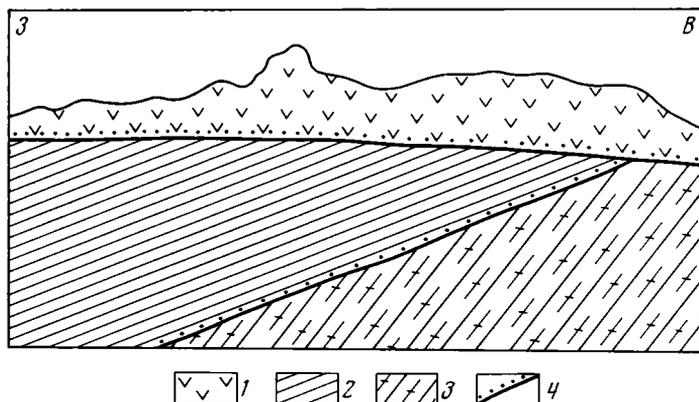


Рис. 2. Схема взаимоотношений между фундаментом и ярусом чехла Омолонского массива в бассейне ручья Маяк 1 — вулканиты кедонской серии девона, 2 — карбонатно-терригенный комплекс рифея, 3 — гнейсы и кристаллические сланцы архея, 4 — поверхности несогласий

Толщи нижнего структурного яруса чехла массивов заметно дислоцированы. В подавляющем большинстве случаев наблюдаются моноклинали с углами падения от 25 до 50—60°. Наряду с этим отмечаются широкие синклинали и антиклинали простого строения, а также коробчатые складки. От фундамента нижний ярус отделен значительным стратиграфическим перерывом и структурным несогласием; не менее четко фиксируется и верхняя его граница, что может быть проиллюстрировано взаимоотношениями архея, рифея и девона на Омолонском массиве (рис. 2). Весьма характерный элемент нижнего яруса чехла этого массива — интрузивные тела раннепалеозойских гранитоидов, прорывающие рифейские и ордовикские породы и перекрываемые вулканитами девона.

Рассмотренные особенности нижнего структурного яруса чехла массивов не позволяют отождествлять его с типичным платформенным чехлом. Поэтому ранее авторы (Мерзляков и др., 1971) были склонны к обособлению этого яруса в качестве самостоятельного промежуточного комплекса, свойственного всем дорифейским срединным массивам Северо-Востока СССР. Сейчас в связи с ликвидацией Колымского массива и пересмотром схемы тектоники региона этот вывод не может иметь общего значения. Черты промежуточного (субгеосинклинального) комплекса скорее всего свойственны только массивам типа Омолонского, т. е. находящимся в непосредственной близости от эвгеосинклинальных зон.

В соответствии со взглядами М. В. Муратова (1971) ниже- и среднепалеозойские образования Омолонского, Охотского и других массивов можно было бы отнести к так называемому догеосинклинальному чехлу или к чехлу основания срединных массивов. Однако для этого надо было бы признать наличие байкальских складчатых структур в основании мезозойд Северо-Востока СССР, а ниже- и среднепалеозойские форма-

ции, погребенные под верхоянским комплексом, считать платформенными.

Верхний ярус чехла, объединяющий толщи от девона до средней юры включительно, сложен прерывистыми сериями терригенных, карбонатных и вулканогенных пород прибрежно-морского и реже континентального происхождения. Наиболее полным стратиграфическим объемом и разнообразным вещественным составом отличается верхний структурный ярус чехла Омолонского массива. Здесь выделяются пестроцветные преимущественно кислые вулканиты девона (800—1500 м); известняки, мергели, различные (в том числе глауконитовые) песчаники, алевроитоглинистые породы нижнего карбона и верхнего палеозоя (10—800 м); фосфоритоносные аргиллиты нижнего, среднего триаса и карнийского яруса верхнего триаса (50—200 м); алевролиты, полимиктовые и вулканомиктовые песчаники, реже аргиллиты норийского и рэтского (?) ярусов, нижней и средней юры (200—600 м). Для многих толщ характерны насыщенность остатками ископаемой фауны, присутствие линз ракушечников и грубообломочных пород, повышенная битуминозность, обилие фосфоритовых конкреций и т. д. Другая их специфичная черта — заметная фациальная изменчивость по латерали и в разрезе, а также наличие перерывов в осадконакоплении, приходящихся в разных районах на различные уровни. Например, в северо-западной части массива из разреза выпадает почти весь верхний палеозой, в центральной части отсутствуют карнийские, а в восточной — среднеюрские отложения. В южных и юго-восточных районах массива почти повсюду установлено выклинивание нижнелейасовых слоев. Детальными стратиграфическими исследованиями выявлены и менее крупные перерывы в разрезах триасовых и юрских толщ. Все сказанное свидетельствует о пестроте и сложности структурно-фациальных обстановок во время формирования чехла, что, несомненно, было связано с дифференцированными блоковыми движениями кристаллического фундамента.

Верхний ярус чехла Охотского массива в отличие от Омолонского сложен однообразными толщами. Здесь в основном распространены редуцированные песчано-сланцевые отложения верхнего палеозоя и верхнего триаса, сходные с верхоянским комплексом. Общая мощность указанных пород в центральной части массива не превышает 3,5 км, а в смежных геосинклинальных складчатых зонах она достигает 12—13 км. В краевых погруженных частях массива мощность соответствующих образований составляет 6—7 км. Другие отличия верхнего яруса чехла от верхоянского комплекса заключаются в появлении грубообломочных континентальных толщ, а местами и эффузивов (верхний палеозой центральных районов массива). Незначительно распространены на Охотском массиве девонские карбонатно-терригенные и вулканогенно-терригенные отложения.

Верхний ярус чехла Омолонского и Охотского массивов залегает полого. Обычно крутизна наклона слоев составляет 10—20°. Преимущественно развиты брахиморфные и штамповые складки или моноклинали, и только в окраинных частях массивов отмечаются прерывистые линейные структуры. Важно отметить, что все толщи яруса дислоцированы одинаково, хотя в отдельных случаях между ними и выявляются локальные угловые несогласия. С этой точки зрения ярус выступает как тектонически целостное образование, и более дробное его разделение возможно только по формационным признакам. Чехол разбит многочисленными разломами, поэтому общий тектонический план массивов представляется в виде мозаики блоков.

К самостоятельному структурному комплексу, не принадлежащему чехлу массивов, относятся верхнеюрские и меловые морские и континентальные осадочно-вулканогенные толщи наложенных впадин. Эти образования распространены в мезозоидах Северо-Востока СССР как внутри

складчатых зон, так и на массивах. Они несут преимущественно моласовый характер и составляют орогенные комплексы, связанные с заключительными этапами развития Верхояно-Чукотской складчатой области.

Остановимся на некоторых особенностях интрузивного магматизма массивов. В кристаллическом комплексе фундамента кроме ортопород (гранито-гнейсов, гнейсов, амфиболитов) известны мелкие тела гранитоидов дорифейского возраста. Вместе с тем уже сейчас можно говорить о том, что в фундаменте массивов отсутствуют крупные плутоны древних гранитов. На Омолонском массиве широко представлены раннепалеозойские интрузивные образования. Среди них преобладают гранитоиды, слагающие несколько крупных интрузий и серию мелких тел. Характерные, хотя и менее распространенные породы — сиениты, нордмаркиты, нефелиновые сиениты и пуласкиты. На массивах, главным образом на Омолонском, в больших масштабах проявился девонский вулканизм, сопровождавшийся внедрением многочисленных кислых субвулканических интрузий, а также интрузивов гранодиоритов и гранитов. На Охотском массиве выделяются мелкие тела габбро, диоритов и лампрофиров девонского возраста. К проявлениям раннемезозойского магматизма относятся на Омолонском массиве субвулканические тела агломератовых базальтов, напоминающие трубки взрыва. Этим же возрастом здесь, по видимому, датируется часть пород эссексит-тешенитового комплекса.

Рассматриваемые срединные массивы стали ареной интенсивного позднемезозойского магматизма, причинно связанного с движениями главной складчатости в окружающих мезозойских геосинклинальных зонах и с развитием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Охотский массив и в меньшей степени Омолонский пронизаны многочисленными крупными гранитоидными интрузиями, размещающимися как в окраинных, так и в центральных районах структур. Менее развиты позднемезозойские интрузивные образования среднего и основного состава. Весьма примечателен для Омолонского массива эссексит-тешенитовый комплекс, описанный Ю. А. Билибиным (1958).

Таким образом, магматизм на массивах проявлялся неоднократно, а не только в эпоху мезозойской складчатости. Палеозойские магматические комплексы (в том числе гранитоидные) логичнее всего связывать в основном с каледонскими движениями, следы которых устанавливаются в Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системе. Может быть, именно поэтому палеозойский магматизм был значительно более интенсивным и многообразным на Омолонском массиве, приближенном к этой системе. Вспышки раннемезозойского магматизма на массивах находятя в связи с общим усилением тектонических движений в пределах геосинклинальных зон обрамления, где начал формироваться верхоянский терригенный комплекс. Общей чертой некоторых интрузивных образований массивов, объединяющей их со складчатыми структурами Яно-Колымской миогеосинклинальной системы, является повышенная щелочность. Особенно показательны в этом отношении щелочные габброиды и лампрофиры. Обычно считалось, что они свойственны главным образом срединным массивам. Однако выясняется, что эти породы типичны не столько для массивов, сколько для миогеосинклинального обрамления Сибирской платформы вообще. Кроме Омолонского массива они известны в Приколывье (Куплетский, 1932), Омудевских горах (Мерзляков, Рогатных, 1968), верховьях р. Индигирки (Васьковский, 1948), бассейне р. Яны (Индолев, 1968) и Южном Верхоянье (Рычагова, Соловьева, 1968).

Сочленение Омолонского и Охотского массивов с мезозойскими складчатыми зонами разное. Чаще всего они отделены друг от друга глубинными разломами типа краевых швов, в связи с чем по обе стороны от этих нарушений наблюдаются резкие различия в фациях и мощностях разновозрастных отложений. В других случаях между массивом и складчатыми структурами обрамления располагаются ступенчатые бло-

ки, представляющие собой переработанные и сравнительно не глубоко спущенные края массивов. По существу это внешние части геосинклинальных зон, ассимилировавших окраинные структуры массивов.

Какова же природа Омолонского и Охотского массивов?

На рис. 1 хорошо видно, что между Омолонским и Охотским массивами расположены Инянский и Балыгычанский районы пологих дислокаций верхоянского комплекса. Такой же район — Адыча-Эльгинский — находится к северо-западу от Охотского массива. Подобные структурные элементы известны и в северной части Яно-Колымской геосинклинальной системы (Янский, Шелонский, Хромский массивы). Относительно происхождения всех этих тектонических образований мнение большинства исследователей единодушно: они представляют собой обломки неглубоко залегающего жесткого кристаллического фундамента (Спрингис, 1958; Мокшанцев и др., 1964; Косыгин и др., 1962). Этот фундамент скорее всего аналогичен фундаменту Сибирской платформы и распространен под всей Яно-Колымской миогеосинклиналью.

По существу говоря, Омолонский и Охотский массивы — обломки того же фундамента, но в отличие от районов пологих дислокаций они в большей степени сохранили стабильность и не были вовлечены в геосинклинальное погружение. Следовательно, по своей тектонической природе эти массивы могут быть отнесены к категории типичных остаточных структур (Косыгин, 1958) или настоящих срединных массивов (Яншин, 1965).

Все сказанное свидетельствует о том, что рассмотренные срединные массивы составляют элементы Яно-Колымской миогеосинклинальной системы, а не принадлежат к самостоятельным и равным ей по рангу структурам, как это считалось до сих пор. Этот вывод может приобрести и более широкое значение. Срединные массивы типа Омолонского и Охотского, по-видимому, свойственны только миогеосинклиналиям. В противоположность им в эвгеосинклиналиях существуют массивы совсем другой природы, возникающие в процессе преобразования океанической коры в континентальную. Поэтому такие структуры вряд ли можно относить к срединным массивам; их лучше именовать массивами ранней консолидации. На Северо-Востоке к ним могут быть причислены так называемые Еропольский и Яблонский палеозойские срединные массивы, выделенные С. М. Тильманом (Тильман и др. 1969).

В западной части Альпийского пояса и в фундаменте молодых платформ Европы к массивам ранней консолидации, по-видимому, принадлежат Родопский, Сербско-Македонский, Киршехирский, Мендересский, Чешский, Центральный массив Франции и др. Правда, четыре первых массива могут быть остаточными, но находящимися в аллохтонном залегании (Пейве, 1969; Казьмин, 1971).

Литература

- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1933, т. XI, № 4.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд-во АН СССР, 1937.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.—Л., ГОНТИ, 1941.
- Белый В. Ф. К вопросу о жесткой структуре Восточной Чукотки и Аляски.— В кн.: Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, Магадан, 1964, вып. 17.
- Беляев И. В., Бронштейн Б. М., Костылев Е. Н., Москвин Я. Г., Филимонов В. Н., Седов Б. М. Глубинное строение Анадырского нефтегазоносного бассейна.— Геол. и геофизика, 1970, № 5.
- Билибин Ю. А. Эссексит-тешенитовый комплекс Омолонского района. Избр. труды, т. I. Изд-во АН СССР, 1958.
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского срединного массива и восточной Арктики.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 99.
- Васьковский А. П. Тешениты скалы Хара-Хая в долине р. Индигирки.— В кн. Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, Магадан, 1948, вып. 3.

- Верба М. Л., Гапоненко Г. И., Иванов С. С., Орлов А. Н., Тимофеев В. И., Черненко Ю. Ф. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности северо-западной части Берингова моря.— В сб.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л., НИИГА, 1971, вып. 6.
- Гельман М. Л., Терехов М. И. Новые данные о докембрийском кристаллическом комплексе Омолонского массива (тезисы).— В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968.
- Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива. М., «Наука», 1968.
- Добрецов Н. Л., Курода И. Геологические закономерности глаукофанового метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского обрамления.— Геол. и геофизика, 1969, № 12.
- Индолов Л. Н. Дайки оловорудных районов Якутии.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Тез. докл. I северо-восточного петрографического совещания. Магадан, 1968.
- Казьмин В. Г. К проблеме «альпийского меланжа».— Геотектоника, 1971, № 2.
- Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтеносных областей, т. 1. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Вотах О. А., Красильников Б. Н., Парфенов Л. М. Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии.— Геол. и геофизика, 1962, № 10.
- Кропоткин П. Н., Херасков Н. П. Тектоника Северо-Востока Азии.— Тр. XVII сес. МГК 1937 г., т. 2. М., ГОНТИ, 1939.
- Кропоткин П. Н., Шаталов Е. Т. Очерк геологии Северо-Востока СССР.— В кн.: Матер. по изучению Охотско-Калымского края, вып. 3. М.—Л., ОНТИ, 1936.
- Крюков Ю. В., Недомолкин В. Ф. Стратиграфия протерозойских метаморфических пород восточной части Чукотского полуострова.— В кн.: Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, Магадан, 1972, вып. 20.
- Куплетский Б. М. Тешениты и другие основные интрузии р. Колымы.— Тр. СОПС. Колымская геологическая экспедиция 1929—1930 гг., т. 1, ч. 1. Изд-во АН СССР, 1932.
- Левченко С. В. Некоторые вопросы геологии Северо-Востока СССР. Магадан, 1949, вып. 4.
- Мерзляков В. М. Возраст и структурное положение Учатского метаморфического комплекса.— В кн.: Итоговая научная аспирантская конференция. Тез. докл. Изд-во Казанского гос. ун-та, 1963.
- Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омудевского поднятия. М., «Наука», 1971.
- Мерзляков В. М., Лычагин П. П. Об ордовикском магматизме Северо-Востока СССР.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1973.
- Мерзляков В. М., Рогатных Н. М. Щелочные габброиды и лампрофиры Омудевских гор.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Тез. докл. I северо-восточного петрографического совещания. Магадан, 1968.
- Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. Состояние проблемы срединных массивов Северо-Востока СССР.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.
- Мокшанцев К. Б., Горништейн Д. К., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР. М., «Наука», 1964.
- Муратов М. В. Чехол основания срединных массивов и его роль в строении геосинклинальных складчатых систем.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. К 60-летию академика А. Л. Яншина. М., «Наука», 1971.
- Обручев С. В. Материалы по тектонике северо-восточной Азии.— Проблемы сов. геологии, 1934, № 6, 7.
- Обручев С. В. Очерк тектоники северо-восточной Азии.— В сб.: Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности, т. 1. Изд-во АН СССР, 1938.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пепеляев Б. В., Терехов М. И. Стратиграфия и элементы тектоники Алазейского плоскогорья. Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. Магадан, 1963, вып. 16.
- Пуцаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды северо-восточной Азии. Тектоника СССР, т. 5. Изд-во АН СССР, 1960.
- Русаков И. М., Виноградов В. А. Эвгеосинклиальная и многоэосинклиальная области Северо-Востока СССР.— Уч. записки НИИГА, регион. геол., Л., 1969, вып. 15.
- Рычагова И. К., Соловьева Н. А. Некоторые особенности мезозойского магматизма южной ветви западного Верхоянья.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Тез. докл. I северо-восточного петрографического совещания. Магадан, 1968.
- Сакс В. Н. К тектонике северо-восточной Якутии.— Проблемы Арктики, Л., Изд-во ГУСМП, 1938, № 5, 6.
- Сакс В. Н., Моор Г. Г. Геология и петрография Алазейского плато.— Тр. ГГУ ГУСМП, Л., Изд-во ГУСМП, 1941, вып. 5.
- Спрингис К. Я. Тектоника Верхоянно-Колымской складчатой области. Изд-во АН ЛатвССР, Рига, 1958.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран масштаба 1:5 000 000, М., ГУГК, 1966.
- Тильман С. М., Белый В. Ф., Николаевский А. А., Шило Н. А. Тектоника Северо-Востока СССР.— Тр. СВ КНИИ СО АН СССР. Магадан, 1969, вып. 33.
- Чиков Б. М. Тектоника Охотского срединного массива. М., «Наука», 1970.

- Шатский Н. С.* Избр. труды, т. I. Изд-во АН СССР, 1963.
- Шило Н. А., Загрузина И. А.* Магматические комплексы и металлогения Восточной Чукотки.—Тр. СВ КНИИ СО АН СССР, Магадан, 1965, вып. 12.
- Шило Н. А., Мерзляков В. М.* Эвгеосинклинальные зоны центральной части мезозонд Северо-Востока СССР.—Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 5.
- Шишкин В. А.* К вопросу об интрузивных и метаморфических образованиях Шаманихо-Столбовского района.—В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Тез. докл. I северо-восточного петрографического совещания. Магадан, 1968.
- Яншин А. Л.* Проблема срединных массивов.—Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1965, № 5.
- Brabb E. E.* Stratigraphy of the Cambrian and Ordovician Rocks of east-central Alaska.—U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 1967, 559-A.
- Brabb E. E.* Six New Paleozoic and Mesozoic formations in east-central Alaska.—U. S. Geol. Survey Bull., 1969, 1274-1.
- Brosge W. P. and Reiser H. N.* Geologic map and section of the Chandalar Quadrangle, Alaska.—U. S. Geol. Survey, 1964, Map I—375.
- Capps S. R.* Geology of the Alaska Railroad Region.—U. S. Geol. Survey, 1940, Bull. 907.
- Churkin M., Jr. and Brabb E. E.* Ordovician, Silurian and Devonian biostratigraphy of east-central Alaska.—Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Bull., 1965, v. 49, No. 2.
- Eakin H. M.* The Cosna-Novitna region.—U. S. Geol. Survey, 1918, Bull. 667.
- Hopkins D. M., Sholl D. W., Addicott W. O., Pierce R. L., Smith P. S., Wolfe J. A., Gershanovich D., Kotenev B., Lohman K. E., Lipps J. H., Obradovich J.* Cretaceous, Tertiary and Early Pleistocene Rocks from the Continental Margin in the Bering Sea.—Geol. Soc. America Bull., 1969, v. 80, No. 8.
- Gabrielse H.* Tectonic evolution of the northern Canadian Cordillera.—Canad. J. Earth Sci., 1967, v. 4, No. 2.
- Forbes R. B., Hamilton T., Tailleux J. L., Miller T. P. and Patton W. W.* Tectonic Implications of Blueschist Facies Metamorphic Terranes in Alaska.—Nature Phys. Sci., 1971, v. 234, No. 4.
- Foster H. L., Brabb E. E., Weber F. R., Forbes R. B.* Regional Geology of Yukon—Tanana Upland (abstract).—Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 1970, v. 54, No. 12.
- King P. B. compiler.* Tectonic map of North America.—U. S. Geol. Survey Map, 1969.
- Patton W. W., Jr.* Petroleum Possibilities of Yukon—Koyukuk Province, Alaska.—Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1971, Mem. 15.
- Patton W. W., Jr., Dutro J. T., Jr.* Preliminary report on the Paleozoic and Mesozoic sedimentary sequence on St. Lawrence Island, Alaska.—U. S. Geol. Survey, Prof. Paper, 1969, 650-D.
- Patton W. W., Jr. and Miller T. P.* Preliminary Geologic Investigations in the Kanuti River Region, Alaska.—U. S. Geol. Survey, 1970, Bull. 1312-J.
- Patton W. W., Jr. and Csejtey B., Jr.* Preliminary Geologic Investigations of Western St. Lawrence Island, Alaska.—U. S. Geol. Survey, 1971, Prof. Paper 684-C.
- Reiser H. N., Lanphere M. A., Brosge W. P.* Jurassic age of a mafic igneous complex, Christian quadrangle, Alaska.—U. S. Geol. Survey, 1965, Prof. Paper 525-C.
- Sainsbury C. L.* Previously undescribed Middle (?) Ordovician, Devonian (?) and Cretaceous (?) rocks, White Mountain area, near McGrath, Alaska.—U. S. Geol. Survey, 1965, Prof. Paper, 525-C.
- Sainsbury C. L., Coleman R. G., Kachadoorian R.* Blueschist and related greenschist facies rocks of the Seward Peninsula, Alaska.—U. S. Geol. Survey, Prof. Paper, 1970, 700-B.
- Sholl D. W. and Hopkins D. M.* Newly Discovered Cenozoic Basins, Bering Sea Shelf, Alaska.—Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 1969, v. 53, No. 10.
- Smith P. S.* Areal geology of Alaska.—U. S. Geol. Survey, 1939, Prof. Paper, 192.
- Williams J. R.* Geologic reconnaissance of the Yukon Flats district, Alaska.—U. S. Geol. Survey, 1962, Bull. 1111-H.
- Zietz J., Andreasen G. E. and Grantz A.* Regional aeromagnetic surveys of possible petroleum provinces in Alaska.—U. S. Geol. Survey, 1960, Prof. Paper, 400-B.

Северо-Восточный комплексный
научно-исследовательский институт
Дальневосточного научного центра
АН СССР, Магадан

Статья поступила
9 марта 1973 г.

УДК 551.243 : 551.79 (477.9)

К. К. СОРВАЧЕВ

**ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ПОРОД
КОДАРО-УДОКАНСКОГО РАЙОНА
ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ КУПОЛОВ
ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ**

Изучение мелких структурных форм в различных частях гранито-гнейсовых куполов позволило установить, что породы разного состава в момент деформации периода реоморфизма обладали различной пластичностью. По своим реологическим свойствам породы выстраиваются в определенный ряд пластичности, который, по-видимому, отражает физико-химическое состояние вещества в момент деформации. Палеопластичность глубоко метаморфизованных пород существенно отличается от реальной пластичности, установленной экспериментальным путем. Пластические деформации тесно связаны с гранитизацией пород и образованием гранито-гнейсовых куполов.

В настоящее время накопился большой фактический материал, подтверждающий важную роль пластического течения горных пород в тектогенезе. Пластические деформации свойственны как самым древним — докембрийским, так и молодым толщам.

Есть основания полагать, что в глубинных зонах земной коры, где термодинамические условия и физико-химические процессы благоприятствовали общему размягчению пород, пластическое течение проявлялось наиболее интенсивно. Его часто связывают с образованием гранито-гнейсовых куполов в результате реоморфизма (Салоп, 1971; Павлова, 1972; Тохтуев, 1972), считая, что во время гранитизации захваченные ею породы высокопластичны, текучи, а окружающие толщи более жестки. Однако конкретные проявления этого процесса в глубоко метаморфизованных толщах докембрия изучены еще недостаточно. Поэтому представляется весьма актуальным рассмотрение на реальных геологических объектах пластических деформаций разных по составу пород, связи течения горных пород с гранитизацией и установление определенного ряда пластичности пород в момент деформации.

Детальное изучение структурных соотношений различных типов пород, слагающих Бургийский и Эльгерский гранито-гнейсовые купола (рис. 1), позволило подойти к решению этих вопросов. Названные структуры расположены в междуречье рек Бургай и Эльгер хр. Кодар в пределах Эльгерского кристаллического выступа западной части Алданского щита (Лейтес, Федоровский, 1972). В строении куполов принимают участие породы имангрской и калаканской свит чарской серии, испытавшей глубокий региональный метаморфизм «алданской фации» в архее, а в раннем протерозое — интенсивную гранитизацию и регрессивный высокотемпературный метаморфизм (Павловский, Марков, 1963; Павлвский, 1964; Лейтес, 1965; Лейтес, Федоровский, 1972). Бургийский и Эльгерский купола, по-видимому, реликты складчатых форм, осложнявших гигантский гранито-гнейсовый купол, ядро которого располагалось в центральной части Кодаро-Удоканского прогиба. В апикальной части



Рис. 1. Схема строения Бургайского и Эльгерского гранито-гнейсовых куполов
 1—3—имангрская свита архейской чарской серии: 1—плагиогнейсы; 2—амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы; 3—пироксеновые и амфиболитовые кристаллические сланцы и гнейсы, амфиболиты; 4—гранито-гнейсы (куандинский комплекс); 5—нерасчлененные образования; 6—8—нижнепротерозойские образования; 6—удоканская серия; 7—ультраосновные породы и ортоамфиболиты; 8—гранитонды чуйско-кодарского комплекса; 9—разломы; 10—залегание пород: а—вертикальное, б—наклонное, в—опрокинутое; 11—ориентировка гнейсовидности в гранито-гнейсах

этого гранито-гнейсового купола, по мнению А. М. Лейтеса и В. С. Федоровского (1972), внедрились нижнепротерозойские гранитоиды чуйско-кодарского комплекса, сформировавшие Кодаро-Кеменский лополит. По периферии лополита, обрамляя почти весь Кодаро-Удоканский прогиб, сохранилась зона гранито-гнейсовых структур, подобных Бургайской и Эльгерской. Это указывает, что рассматриваемые структуры лежат в области ремобилизованного фундамента.

Детальное картирование, а также значительная глубина эрозионного вреза (до 1000—1500 м), определяющая хорошую обнаженность, позволили установить, что супракристалльные породы архейского возраста, слагающие купола, согласно перемежаются с раннепротерозойскими телами гранито-гнейсов. Гнейсовидность повсеместно совпадает с залеганием архейских пород. Исключения составляют места появления выплавок, главным образом в центральных частях куполов, и интенсивной мигматитовой складчатости¹. В целом степень гранитизации пород возрастает к центру купола.

Бургайский купол (рис. 1, правая часть) образуют две куполовидные складки, разделенные узкой килевидной синклиналью. Падение пород на крыльях в среднем составляет 50°, достигая в местах сочленения 80°. Крылья купола осложнены однопорядковыми обычно опрокинутыми изоклинальными складками с преобладающей вергентностью к центру купола. Наклон крыльев Эльгерского купола (рис. 1, левая часть) изменяется от 10 до 40°, а в центре от 30 до 50°. Гранито-гнейсовые структуры района вытянуты в субмеридиональном направлении. При движении от Бургайского купола к Эльгерскому отношение длинных осей складок к коротким составляет соответственно 5, 3 и 2, что, вероятно, указывает на наложение на линейные складки архей куполовидных форм эпохи ремобилизации.

Большое значение в строении гранито-гнейсовых куполов имеет полосчатость. Именно она дает возможность откартировать данные структуры. Полосчатость выражается чередованием горизонтов гнейсов и кристаллических сланцев, различного петрографического состава. В районе Эльгерского купола полосчатость подчеркивают горизонты пироксеновых кристаллических сланцев, а в пределах Бургайского купола она выражена чередованием горизонтов плагиогнейсов, биотитовых гнейсов, биотит-амфиболовых гнейсов, амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев, амфиболитов. Все эти горизонты выделены и откартированы с некоторой условностью, так как практически ни один из них не имеет четких границ, за исключением горизонтов пироксеновых и амфиболовых кристаллических сланцев и амфиболитов. Переходы между горизонтами в разрезе довольно постепенные и выделены они по преобладанию прослоев того или иного состава. Состав горизонтов по простиранию также закономерно изменяется от пироксеновых и амфиболовых сланцев и гнейсов до биотитовых гнейсов и через плагиогнейсы к гранито-гнейсам. Мощность горизонтов непостоянна и варьирует в широких пределах от 1—2 м до сотен метров.

Выделенные горизонты придают толщам некоторую стратифицированность и можно было бы предположить, что полосчатость отражает первичную слоистость, тем более, что само расчленение пород чарской серии на ряд свит (Федоровский, 1972) казалось бы косвенно указывает на это. Однако внутри горизонтов наблюдаются текстуры, которые нельзя объяснить только первичной слоистостью толщ.

Кристаллизационная сланцеватость, обусловленная планпараллельным расположением пластинчатых и удлиненных минералов, повсеместно

¹ Под мигматитовой складчатостью понимаются мелкие складчатые формы, образованные при участии жильного кварцево-полевошпатового (лейкократового) материала мигматитов.

совпадает с направлением простираения горизонтов и с гнейсовидностью в гранито-гнейсах. В наиболее типичном случае наблюдается четкое чередование тонких или линзовидных полос различного минерального состава с цветными минералами, расположенными в плоскости сланцеватости. Часто прослои имеют пережимы, утоняются до нитевидных, выклиниваются, или, наоборот, серия более мелких прослоев сливается в единый. Мощность полос изменяется от 3—5 мм до 10—30 см. Такой характер чередования говорит скорее о тектоническом происхождении полосчатых текстур, о пластическом течении в момент деформации.

Горизонты биотитовых гнейсов наиболее отчетливо выражены в краевых частях купола в пачках переслаивания с амфиболовыми гнейсами и обтекаются материалом биотитовых гнейсов. Горизонты биотитовых гнейсов прослеживаются на расстоянии до 2 км. В присводовых частях Бургайского купола горизонты биотитовых гнейсов редко сохраняют постоянную мощность и чаще отмечаются в виде линз и тонких вытянутых и изогнутых прослоев среди плагиогнейсов и гранито-гнейсов. Полосчатые текстуры в биотитовых, а также в связанных с ними постепенным переходом амфибол-биотитовых гнейсах характеризуются тонким (от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров) чередованием меланократового и лейкократового материала. Последний часто образует внутрислоевые мелкие складки. Наряду с такими текстурами в амфиболовых и биотитовых гнейсах отмечаются текстуры, обусловленные выделением линз или полос мономинерального (амфиболового и биотитового) состава с послойным расположением минералов в плоскости кристаллизационной сланцеватости, что, по-видимому, указывает на сочетание послойного течения с метаморфической дифференциацией.

Пироксеновые и амфиболовые кристаллические сланцы и амфиболиты образуют устойчивые маркирующие горизонты (мощностью от 10 до 50 м, реже 80 м) и, чередуясь с плагиогнейсами и гранито-гнейсами, придают толщам грубополосчатый характер. Отдельные мощные прослои кристаллических сланцев часто расщепляются по простираению на ряд более мелких. Сами горизонты неоднородны и могут быть разделены по составу и текстуре на несколько зон. В центральной наиболее однородной зоне породы имеют мономинеральный состав и гнейсовую текстуру. На контакте с гранито-гнейсами текстура изменяется до параллельно-полосчатой с тонким чередованием полос (до 1 см) кристаллических сланцев амфиболового (или пироксенового) состава, гранито-гнейсов и кварцево-полевошпатового материала мигматитов. Ширина контактовой зоны непостоянна — иногда она достигает 10—15 м, но чаще не превышает 5—6 м, и находится в прямой зависимости от мощности мономинеральной зоны горизонта. Например, в районе Эльгерского купола по мере удаления на 1—2 м от однородной зоны пироксенового состава, имеющей мощность до 15 м, породы приобретают ленточную текстуру с шириной лент меланократового материала (субстрата) и лейкократового материала (метатекта) до 1—1,5 см, т. е. переходят в мигматиты. По мере дальнейшего нарастания в породе относительного количества метатекта текстуры сначала становятся тонкослоистыми, слоисто-полосчатыми (мощность зоны 1—3 м), а затем на расстоянии 2 м сменяются в гранито-гнейсах гнейсовидно-теневыми с штриховым расположением темноцветного минерала. В других случаях неизменные пироксеновые кристаллические сланцы отделены от гранито-гнейсов только узкой (до 1—3 м) зоной, в которой количество калиевых и феррических минералов примерно равно. Породы, слагающие эту зону, имеют линзовидную или неравномерно-полосчатую текстуру с максимальной шириной лент субстрата и метатекта до 2—3 мм при длине не более 10—12 см. Иногда же вместо такой узкой зоны мигматитов на контакте линз или прослоев пироксенового состава отмечается лишь кайма (до 0,5—1 м), обогатившаяся черным биотитом. По-видимому, во всех этих случаях мы сталкиваемся

с явлением замещения пироксеновых кристаллических сланцев, когда за пределами узкой зоны мигматитов или биотитовой каймы породы не испытывали дальнейшего изменения. В тектоническом отношении линзы и прослойки пироксеновых кристаллических сланцев как бы «плавают» в сильно деформированной среде гранито-гнейсов. Они часто будинированы, разбиты на отдельные блоки, в которых отмечаются агматитовые текстуры. Если придерживаться классификации мигматитов К. А. Шуркина (1962, 1970), основанной на изучении гнейсов Беломорья, то рассмотренные выше породы переходных зон на расстоянии 10—12 м проходят все стадии мигматизации — от высшей до слабой. Таким образом, и здесь зависимость полосчатых текстур от текстур мигматитов, по-видимому, не позволяет отождествлять полосчатость с первичной слоистостью.

Несколько иной характер имеют полосчатые текстуры в плагиогнейсах и гранито-гнейсах. Ширина полос в них измеряется миллиметрами и долями миллиметров. Рисунок полос струйчатый, подчеркиваемый темноцветными минералами. По мере общего нарастания лейкократового материала, особенно к сводовым частям купола, полосчатость все более приобретает нитевидный, штриховой характер и сменяется гнейсовидностью в гранито-гнейсах. Среди плагиогнейсов отмечаются полосчатые текстуры, обусловленные вытянутыми согласно сланцеватости порфиробластами полевых шпатов, окаймленных темноцветным минералом. Порфиробласты имеют заостренные окончания и по форме напоминают микробудинаж. При продвижении к центральному частям купола плагиогнейсы и гранито-гнейсы постепенно утрачивают значение горизонтов, замещая и в разрезе и по простиранию отдельные части гнейсовой толщи и затушевывая общую полосчатость.

Как показывают приведенные примеры, полосчатые текстуры скорее всего — следствие пластических деформаций реоморфизованных кристаллических пород. Не исключено, что послойные дифференциальные движения происходили вдоль границ сред неоднородного состава (первоначальной слоистости, архейской рассланцованности и т. д.), т. е. вдоль плоскостей наименьшего сцепления. Однако в настоящее время фиксируется лишь полосчатость тектонического происхождения.

Пластический характер деформаций наиболее отчетливо устанавливается при изучении малых структурных форм — мелких складок и структур будинажа. Размер этих форм изменяется от нескольких сантиметров до 3—5 м, что позволяет изучать их во всех деталях в пределах одного обнажения.

Мелкие складчатые формы распространены неравномерно даже в одних и тех же частях купола. Наибольшее разнообразие складчатых форм наблюдается на крыльях Бургайского купола, сложенных, как отмечалось выше, перемежающимися горизонтами слоисто-неоднородной толщи.

Форма складок находится в зависимости от петрографического состава пород в момент деформации. В едином разрезе наблюдается усложнение формы складок при переходе от горизонтов основного состава (амфиболитов, амфиболовых, биотит-амфиболовых гнейсов) к биотитовым гнейсам и далее к плагиогнейсам и гранито-гнейсам. При участии в деформации лейкократового материала мигматитов складки имеют наиболее сложную форму. Можно предположить, что усложнение формы складок происходит с нарастанием в породе содержания (от 30% в меланократовых разностях пород до 80—90% в метатекте мигматитов) силикатных минералов.

При переслаивании горизонтов амфиболитов и амфибол-биотитовых гнейсов примерно одинаковой мощности (до 1—2 м) складки имеют симметричную форму с округлым сводом (верховья р. Бургай). Размах крыльев достигает 2—4 м при амплитуде в 0,5—1,5 м. Подошва и кровля складки совпадают по форме. Плосчатые осложнения крыла складки,

отмечающиеся в прослоях биотитового состава (до 10 см), имеют примерно такую же форму, но отношение длины волны к амплитуде возрастает — складки более сжаты. Пропластки (до 1—1,5 см) кварцево-полевошпатового материала, проникающие вдоль плоскостей сланцеватости (в количестве 2—4 на 1 м мощности), также подчиняются общей форме складки и создают лишь слабую гофрировку по падению ее крыла. Открытые симметричные складки образуются и при переслаивании примерно одинаковых по мощности горизонтов плаггиогнейсов и биотитовых гнейсов. Осевые плоскости складок нормальны или слегка наклонены к напластованию. Данные примеры говорят о достаточной компетентности отмеченных горизонтов в момент деформации и о сходстве реологических свойств амфиболитов и амфибол-биотитовых гнейсов.

Весьма показательно, что характер складок зависит от соотношения мощности и количества слоев в горизонте. Например, по периферии купола горизонт биотитовых гнейсов (до 10—15 м), содержащий тонкие (3—4 см) равномерно распределенные прослои амфиболитов образует правильные открытые складки. Амплитуда складок изменяется от 10—15 см до 3—4 м. В замках смятых прослоев амфиболитов отмечается слабое увеличение мощности. Более мощные прослои амфиболитов (более 5 см) будинируются и плавно обтекаются материалом биотитовых гнейсов, т. е. амфиболиты оказываются более компетентными, чем биотитовые гнейсы. Такие соотношения, по-видимому, показывают, что равномерное распределение маломощных, но более жестких пород среди пластичных, снижает общую пластичность горизонта и что с уменьшением мощности компетентного прослоя в какой-то степени возрастает его пластичность.

Пластичность пород возрастает и в тех случаях, когда в складчатости участвует жильный материал мигматитов. В прослоях плаггиогнейсов, нередко замещающих по простиранию биотитовые гнейсы, наблюдаются своеобразные мелкоплойчатые текстуры (мигматитовая складчатость) с выделением жильного лейкократового материала в каждом перегибе (рис. 2). Размеры их невелики — от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Складки сильно изогнуты, асимметричны, крылья растянуты, контуры подошвы и кровли прослоев обычно не совпадают. Длина волны складок по падению увеличивается при примерно одинаковой амплитуде, т. е. складки постепенно затухают. Чем тоньше прослой метатекта, тем в более сложные складки они смяты. Кроме того, серия близко расположенных прослоев одного состава и мощности образует складчатые формы одинакового рисунка, а более удаленные — разного. Как правило, отмечается увеличение мощности в замках и коротких крыльях складок. Замки складок острые, а осевые поверхности наклонены параллельно падению толщи. При нагнетании в замки кварцево-полевошпатового жильного материала отмечаются случаи «протыкания» вышележащих прослоев плаггиогнейсов. На крыльях складок за счет дополнительного сжатия возникают раздувы, сдваивание мощности. По-видимому, в плаггиогнейсах в момент деформации возникали сингенетичные разрывы. Полости их моментально заполнились подвижным лейкократовым материалом, устремлявшимся из участков высокого давления в места более низкого. Такое поведение лейкократового материала мигматитов не оставляет сомнений в его более высокой мобильности по сравнению с окружающей средой и свидетельствует о зависимости формы складок от количества лейкократового материала.

Будинаж-структуры широко развиты среди слоисто-неоднородных толщ окраин Бургайского купола. Они, так же как и мелкие складки, помогают выявить различие реологических свойств переслаивающихся горных пород и установить зависимость деформаций от петрографического состава, а точнее от физико-химических свойств пород в момент деформации.



Рис. 2. Мигматитовая складчатость в плагиогнейсах — мелкоплотчатые текстуры, образованные жильным лейкократовым материалом мигматитов (белое)

Размеры всех будинированных тел по длинной оси не превышают первых метров, а чаще лежат в пределах десятков сантиметров. В поперечнике ширина будин не более 30—50 см.

Наиболее часто будинируются прослой амфиболитов и амфиболовых гнейсов. Вмещающей средой для них служат: амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы, плагиогнейсы и гранито-гнейсы. Будины амфиболитов и амфиболовых гнейсов имеют блоковую, реже округлую форму.

Будинирование прослоев амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов отмечается реже. Вмещающей средой служат плагиогнейсы и гранито-гнейсы. Форма будин линзовидная, реже округлая (рис. 3). Иногда удается проследить, как прослой сначала вытягиваются вдоль простирания с появлением шеек разрыва, а затем будинируются. Отношение коротких осей будин к длинным нередко превышает 1:8—1:10. Следует отметить, что прослой биотитовых гнейсов среди плагиогнейсов будинируются далеко не всегда. В тех случаях, когда эти прослой равные или, напротив, резко (в 20—100 раз) уступают по мощности вмещающим породам, они не разрываются, а образуют с плагиогнейсами складки близкой формы. Таким образом, при близких реологических свойствах пород характер деформаций зависит еще и от соотношения мощностей деформируемых прослоев.

Плагиогнейсы и гранито-гнейсы, являясь средой, содержащей будины пород другого состава, сами не будинируются. Также ведет себя кварцево-полевошпатовый материал мигматитов. Он обтекает будинированные прослой и заполняет межбудинные промежутки. Если учесть, что разобщение будин вызывает такое же, а по-видимому, большее растяжение вмещающей среды, то становится ясным, что при пластической деформации происходит значительное сокращение мощности горизонтов.

Из приведенных данных следует, что деформации в слоисто-неоднородных толщах периферии Бургайского купола носили пластический характер, причем степень пластичности пород в момент деформации была различной. Полевые наблюдения позволяют наметить следующий ряд пород по возрастанию их пластичности: пироксеновые кристаллические сланцы и амфиболиты — амфиболовые гнейсы — амфибол-биотитовые

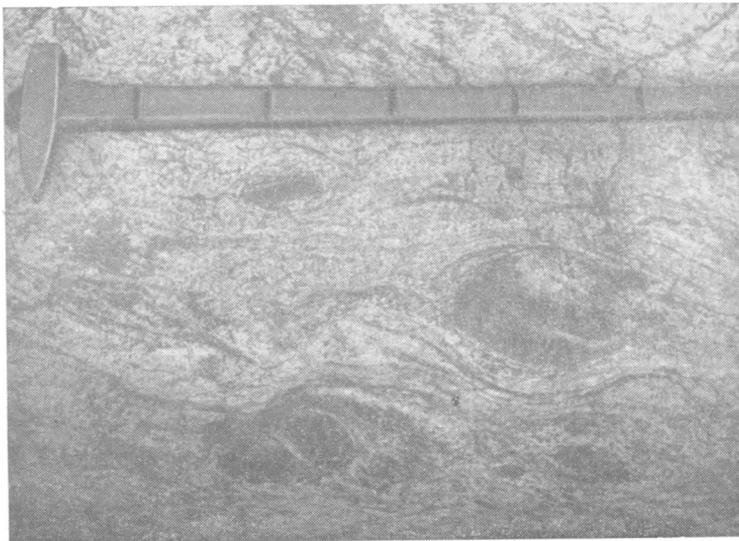


Рис. 3. Биотит-амфиболовые будины среди гранито-гнейсов. Видно обтекание будин лейкократовым материалом и изогнутость гнейсовидности в гранито-гнейсах (светло-серое)

гнейсы — биотитовые гнейсы — плагиогнейсы — гранито-гнейсы — лейкократовый материал мигматитов.

Сопоставим полученные результаты с данными экспериментов над реальными породами. Приведем только некоторые из них. При испытании пород кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы (по данным Л. А. Шрейнера и др., 1968) при комнатной температуре в обстановке высокого давления при величинах всестороннего сжатия в 1000, 2500, 4500 $кг/см^2$ получено, что пластичность увеличивается с ростом содержания темноцветных минералов и уменьшением содержания светлочетных — кварца и полевых шпатов. Породы разделены на группы: первая группа со средним коэффициентом пластичности, равным 1,59, и с содержанием салических минералов в 70—95%. Сюда, в частности, попадают плагиогнейсы и гранито-гнейсы. Вторая группа $K_{cp}=1,82$; салических минералов 35—70%, фемических — 30—65% — амфиболиты, пироксениты. Третья группа $K_{cp}=2,1$; салических минералов до 35%, фемических 65—100% — амфиболиты, биотитовые гнейсы. Подобные же результаты получены И. В. Гинзбургом и Ю. А. Розановым (1951), (Розанов, 1962) при изучении пород гранитного состава, деформированных в условиях всестороннего сжатия при температуре до 200°. Ими экспериментально установлен ряд пластичности отдельных минералов в порядке ее увеличения: кварц и полевой шпат — эгирин — арфведсонит — биотит.

Г. В. Тохтуев (1972) при экспериментальном исследовании физико-механических свойств кристаллических пород Украинского щита установил ряд жесткости в порядке уменьшения жесткости и повышения сжимаемости и упругости. Выделим в этом ряду только те породы, которые близки по петрографическому составу к породам исследованного района. В первую группу высокой жесткости входят: граниты и пегматиты, вторая объединяет ультраосновные и основные породы, из которых отметим амфиболиты и пироксениты, а последняя, минимальной жесткости, включает амфиболиты, биотитовые гнейсы, мигматиты. Как отмечает Г. В. Тохтуев, при «метаморфизме высоких ступеней (амфиболитовая и гранулитовая фации) последовательность ряда нарушается...

главным образом вследствие общего повышения пластичности. Однако и в этих условиях установленный ряд жесткости не теряет своего значения, так как породы, составляющие первую его половину, будут относиться к менее пластичным, а породы второй половины ряда жесткости — к более пластичным» (1972, стр. 18).

Из приведенных примеров следует, что отмеченные эксперименты над реальными породами дают либо прямо противоположный выделенному ряд пластичности, либо не совпадают по основным компонентам ряда, так как по полевым наблюдениям получается, что наиболее мобильными были кварцево-полевошпатовая составляющая мигматитов и гранито-гнейсы, т. е. породы, наиболее богатые калиевыми минералами.

Представляют интерес физико-химические опыты на исходных смесях, так как они более совпадают с геологическими данными. Например, В. Кнабе (Кнабе, 1970), проводя эксперименты при T 600—800° С и P_{H_2O} 2000 кбар на смесях, отвечающих кварцево-плаггиолаз-биотитовой породе, установил, что в диапазоне 660—705° С начинается анатектическое образование жидкой фазы, количество которой при температуре 760° С колеблется от 77 до 53 вес. %. Подобные эксперименты намечают подход к условиям образования метаморфических пород, а от них к одновременным деформациям.

Несовпадение ряда пластичности, полученного в результате экспериментов над реальными породами, с установленным при полевыми наблюдениями, объясняется, по-видимому, тем, что в настоящее время мы лишь с большей или меньшей степенью уверенности можем судить о том, из каких исходных пород были образованы гнейсы и кристаллические сланцы. Часто остается открытым вопрос о продолжительности метаморфических преобразований, не говоря уже о том, что любое нарушение физико-химических условий (наличие летучих или расплава и т. д.) влияет на деформационные свойства среды. Сводки физико-механических констант, несмотря на всю их ценность для постметаморфических деформаций не отвечают условиям, при которых породы возникли, и следовательно, не могут служить мерой степени пластичности пород в момент деформации. Они характеризуют нынешнюю реальную пластичность, а между ней и палеопластичностью нельзя, по-видимому, ставить знак равенства, даже исходя из деформационных свойств отдельных минералов, слагающих породу. Как отмечает Г. М. Другова (1971), содержание минералов в метаморфической породе есть функция температуры и химических потенциалов компонентов. Эксперименты над реальными породами в условиях высокого давления и температуры в лучшем случае являются продолжением «опыта», поставленного природой на новой качественной ступени. В целом же, как отмечает Д. Флин (1967), в лаборатории трудно создать условия, приближающиеся к естественным, особенно для древних кристаллических толщ. В частности, это относится к очень низкой скорости деформации, определению абсолютных величин давления и температуры палеотектонических процессов.

Установленный ряд пластичности справедлив для пород, находившихся в весьма специфических условиях реоморфизма, предопределивших общую их размягченность. Пластические деформации протекали одновременно с мигматизацией и гранитизацией, о чем свидетельствует участие жильного материала мигматитов в складчатости, зависимость формы складок от его количества. Роль мигматизации в процессе синхронной с ней деформацией, по-видимому, достаточно велика. Не останавливаясь на этом важном явлении, отметим лишь, что оно наблюдалось нами в центральной части Алданского щита, а В. А. Рябенко (1970) в докембрийских толщах, слагающих Бердичевский блок Украинского щита. Из фактического материала, приводимого А. И. Кукушкиным

(1970) для гнейсового комплекса Беломорья, также следует, что текстуры течения и мелкая складчатость наблюдаются в местах наибольшей мигматизации. У. Маккензи (McKenzie, 1957), описывая гнейсы Шотландии, показал, что пластичность пород, а вместе с ней и сложность складок, растет с увеличением степени мигматизации пород. Таким образом, условия и характер деформаций, близкие к описанному, вероятно, широко распространены в глубоко метаморфизованных толщах докембрия.

Петрографическое изучение пород Бургайского и Эльгерского куполов показало, что существуют все стадии гранитизации (от периферии купола к центру) с последовательным замещением пироксена амфиболом, амфибола биотитом и плагиоклаза микроклином, и происходит общее нарастание лейкократовой составляющей в породе. В гранито-гнейсах при относительном равенстве калиевого полевого шпата, кварца и плагиоклаза, то кварц, то калишпат преобладают, и состав их изменяется от плагиогранито-гнейсов (3—7% микроклина) до граносиенитов (50—60% микроклина), при содержании кварца соответственно 25—30, 10—15%. Таким образом, можно предположить, что гранито-гнейсы производные пород разного состава. В результате гранитизации от слоисто-неоднородных толщ в центре купола сохраняются лишь горизонты основных гнейсов. Это, вероятно, объясняется тем, что в момент реоморфизма они были наиболее жесткими, а вследствие этого наименее доступными для метасоматических растворов. Гранитизация затронула лишь краевые части таких горизонтов, как отмечалось в Эльгерском куполе. Горизонты основных гнейсов и сланцев характеризуются высоким содержанием Fe, Mg и Ca, вынос которых в условиях гранитизации ограничен (Судовиков, 1959). Такие взаимоотношения позволяют считать, что наблюдавшиеся пластические деформации тесно связаны с явлениями гранитизации в областях развития реоморфизованных пород и не могут рассматриваться в отрыве от них.

Установленные закономерности структурных деформаций и ряд пластичности сохраняют свое значение и в присводовых частях куполов. Однако по мере продвижения от периферии купола к центру различия пород по реологическим свойствам нивелируются общим повышением пластичности гнейсовых толщ. На общее возрастание пластичности по направлению к своду указывает ряд фактов, в частности увеличение количества и усложнение формы складок. В присводовых частях купола преобладают разновидности с острыми замками, сближенными крыльями (часто изоклинальные), осложненными многопорядковой гофрировкой. Даже в таких компетентных породах, как биотит-амфиболовые и амфиболовые гнейсы, почти полностью отсутствуют складки простой симметричной формы. Часто породы, стоящие в ряду пластичности на разных полюсах (амфибол-биотитовые гнейсы и плагиогнейсы, биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы), образуют складки близкого рисунка. Чрезвычайно широко распространена мигматитовая складчатость. Наиболее подвижный лейкократовый материал мигматитов нагнетается в замки складок, разрывая крылья в местах их растяжения, вследствие чего образуются обособленные линзовидные участки, обогащенные темнокрасным минералом.

При деформации иногда возникают очень короткие (не более 1 м) разрывы, на которые породы реагируют изгибом или связным флексурообразным перегибом с увеличением мощности прослоя в зоне разрыва. В последней часто фиксируется плавное растяжение прослоев, изогнутость окончаний прослоев в направлении движения материала. Тот факт, что разрывы не оказывают существенного влияния на характер и стиль мелких складчатых дислокаций, возможно, еще раз указывает, что мелкие складки возникают в обстановке высокой общей пластичности горных пород, когда породы текут вдоль естественных границ раз-

дела и не дают значительных трещин. Высокая пластичность деформируемого материала — причина отсутствия зеркал скольжения и явлений катаклаза в мелких складчатых дислокациях и, вероятно, свидетельствует о том, что кристаллизация пород протекала совместно с деформацией.

К своду купола резко уменьшается количество и размер структур будинаж. Они отмечаются лишь в локальных участках со слабым развитием мигматитовой складчатости. Будинируются только прослои амфиболитов и амфиболовых гнейсов (а в районе Эльгерского купола горизонты пироксеновых кристаллических сланцев), т. е. самые компетентные породы установленного ряда пластичности. Типична линзовидная, уплощенная форма будин с размером по длинной оси (в плоском срезе) до 30—50 см при мощности от 1 до 3 см. Концы будин сильно растянуты. Длина межбудинных промежутков часто в 5—6 раз превышает их длину. Межбудинные промежутки заполнены более пластичной вмещающей средой — плагиогнейсами, гранито-гнейсами, лейкократовым материалом. Отмечаются случаи замещения растянутых окончаний будин вмещающим материалом, и тогда будины приобретают нерезкие расплывчатые очертания, что, по-видимому, указывает не только на общее размягчение среды, но и на связь деформаций с явлениями гранитизации.

Из приведенных примеров видно, что к своду купола наряду с гранитизацией нарастает общая пластичность пород, а это в конечном итоге ведет к нивелировке ряда пластичности в центре купола.

Резюмируя вышесказанное, отметим.

1. При образовании гранито-гнейсовых куполов породы испытывали пластические деформации.

2. Степень пластичности пород в момент деформации была различной и возрастала по мере увеличения в породах лейкократовой составляющей, от основных сланцев и гнейсов через переходные разности до кварцево-полевошпатового материала мигматитов. Установленный ряд пластичности, безусловно, не универсален. В каждой конкретной физико-химической обстановке, которой соответствует свое реологическое состояние пород, он, по-видимому, отличается от приведенного, но в то же время отражает зафиксированный природой конечный результат текучести метаморфических пород.

3. Реологические свойства пород во время деформации были существенно иными по сравнению со свойствами пород, слагающих купола в настоящее время.

4. Гранитизация пород нарастает от периферии купола к центру. В этом же направлении нарастают пластические деформации пород, т. е. деформации и реоморфические преобразования тесно связаны.

Литература

- Гинзбург И. В., Розанов Ю. А. Поведение минералов в породах гранитного состава при воздействии высоких давлений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 5.
- Другова Г. М. Минеральный состав метаморфических пород как функция регионального метаморфизма.— В сб.: Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск. Изд-во СО АН СССР, 1971.
- Кукушкин А. И. Реликты первичных текстур в гнейсах архея Беломорья и их стратиграфическое значение.— Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та. Нов. сер., 1970, т. 127.
- Лейтес А. М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. «Наука», 1965.
- Лейтес А. М., Федоровский В. С. Тектоника запада Алданского щита (Олекмо-Витимская горная страна).— Геотектоника, 1972, № 2.
- Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971.
- Павлова Т. Г. Гранито-гнейсовые купола и их развитие во времени.— Геотектоника, 1972, № 4.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. «Наука», 1964.

- Павловский Е. В., Марков М. С.* Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры).—Тр. ГИН АН СССР, Изд-во АН СССР, 1963, вып. 93.
- Розанов Ю. А.* Экспериментальные исследования деформации горных пород при высоких давлениях и температуре до 200° С. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Рябенко В. А.* Структура и петрология глубоко метаморфизованных пород Бердичевского блока Украинского щита.—В сб.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Салоп Л. И.* Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола.—Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1971, вып. 4.
- Судовиков Н. Г.* Ультраметаморфизм.—В сб.: Геология докембрия Алданского горнопромышленного района.—Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 8, Изд-во АН СССР, 1959.
- Тохтуев Г. В.* Закономерности деформаций в неоднородно-слоистых геологических средах. Киев, «Наукова думка», 1972.
- Федоровский В. С.* Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан (Восточная Сибирь). «Наука», 1972.
- Флин Д.* Деформации при метаморфизме. В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.
- Шрейнер Л. А., Байдюк Б. В., Павлова Н. Н., Якушев В. П., Сферина И. Д., Кузьменкова Г. Е., Смирнова Н. В., Кирсанова А. Т., Толстова Л. И.* Деформационные свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. «Недра», 1968.
- Шуркин К. А.* Мигматизация пород Беломорской серии.—В сб.: Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова.—Тр. ЛАГЕД АН СССР, Изд-во АН СССР, 1962, вып. 14.
- Шуркин К. А.* К методике детального картирования мигматитов.—В кн. Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Knabe W.* Reaktionen des Biotits bei der Anatexis.—Geol. Jahrb. (BRD), 1970, v. 88, No. 355.
- McKenzie W. S.* The crystalline modification of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$.—Amer. J. Sci., 1957, v. 225, No. 481.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
13 июля 1973 г.

УДК 551.243.4(479.24)

Т. АБ. ГАСАНОВ

**О МЕЛАНЖЕ ШАХДАГСКОГО ХРЕБТА
(МАЛЫЙ КАВКАЗ)**

Описаны протрузии меланжа и доказывается тектонический контакт их с вмещающими породами. Интрузивное становление гипербазитов происходило до мезозоя (возможно, поздний докембрий). Протрузивный рост гипербазитов связан с австрийской, субгерцинской и пиренейской фазами складчатости, во время которых возник серпентинитовый меланж (мономиктовый и полимиктовый). Формирование мономиктового меланжа связано с ранними стадиями складчатых движений, а полимиктового — с поздними.

Вопрос о происхождении меланжа в последние годы широко обсуждался в зарубежной печати в связи с проблемой возраста и структурного положения гипербазитов (Bailey, McCallien, 1952—1954; Gansser, 1959). В отечественной литературе первые работы, посвященные описанию «меланжа», принадлежит В. Е. Хаину (1968, 1969), А. В. Пейве (1969), (Пейве и др., 1971_{1,2}, 1972), В. Г. Казьмину (1971) и А. Л. Книпперу (1971_{1,2}).

Детальное картирование Шахдагского хребта (Малый Кавказ) в течение 1964—1971 гг. заставило обратить внимание на не совсем обычную природу гипербазитов. Однако лишь в последние годы мы пришли к выводу о наличии здесь типичного меланжа.

Шахдагский хребет расположен в северо-западной части Тоургачай-Шахдагского синклинория, входящего в Севано-Карабахскую складчатую зону. С севера и северо-востока к Шахдагскому хребту вдоль Мровдагского надвиго-взброса примыкает Мровдагский антиклинорий, а с юга — Северо-Севанский антиклинорий. В пределах хребта обнажены отложения юры, мела, палеогена и неогена, которые представлены различными карбонатными и вулканогенно-осадочными породами, прорванными разновозрастными интрузивными образованиями. Широко развиты здесь также протрузии серпентинитов, входящие в офиолитовую зону Малого Кавказа. Длина этих протрузий в пределах Азербайджана достигает 180 км и больше, а на Шахдагском хребте равна около 80 км при ширине 0,1—10,0 км (рис. 1).

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЛАНЖА

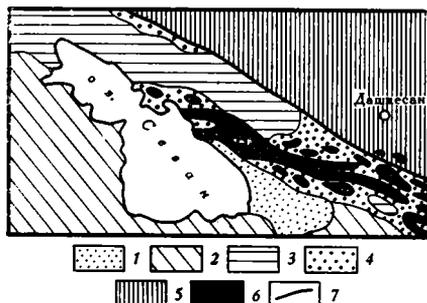
Меланж на Малом Кавказе — это гигантский по мощности тектонит, состоящий из хаотической смеси перидотитов, дунитов, серпентинитов, амфиболитов, габбро-амфиболитов, габбро-диабазов, диабазов, спилитов, пирокластов, красных, розовых и зеленых алевротуффитов, кремнистых глин, кремнисто-глинистых сланцев, аргиллитов, радиоляритов, экзотических глыб различных известняков ($J-Sr_1$), метаморфических сланцев ($Pstn$) и гранитоидов (реже). Все эти породы образуют месиво и хаотически смяты, раздроблены, развальцованы и перемешаны. Цементом этой тектонической брекчии являются серпентиниты, и не случайно поэтому она недавно А. Л. Книппером (1971₂) названа серпентинитовым меланжем. Для понимания истории возникновения этой текто-

нической формации важное значение имеет определение возраста серпентинитов.

Можно думать, что магматическое становление гипербазитов в этой части Малого Кавказа произошло в досреднеюрское время. Подтверждением этому, на наш взгляд, является то обстоятельство, что в Шахдагском хребте среди серпентинитов встречаются многочисленные мелкие и крупные (1 м²—8 км²) глыбы (экзотические утесы) известняков верхней юры¹, берриаса, валанжина, готерива (Т. Аб. Гасанов, 1971), которые не несут никаких следов воздействия ультраосновной магмы.

Рис. 1. Схема распространения ультраосновных пород в пределах Шахдагского хребта (Малый Кавказ)

1 — выходы четвертичных отложений; 2 — выходы неогеновых отложений; 3 — выходы палеогеновых отложений; 4 — выходы меловых отложений; 5 — выходы юрских отложений; 6 — гипербазиты; 7 — взбросы



Этот факт никак не свидетельствует в пользу верхнемелового или верхнеэоценового становления ультраосновной магмы, как до сих пор считают многие исследователи.

Кроме того, нами (Керимов, Гасанов, 1972) в северо-восточной части Шахдагского хребта в верховьях рек Зинджирли и Бююк-Кашкачай в песчано-глинистых сланцах и аргиллитах верхнего альба, а в верховье р. Сарысу в основании отложений сеномана² встречены многочисленные хорошо окатанные гальки серпентинитов, габбро-амфиболитов, амфиболитов и яшмовидных аргиллитов. В 3 км к северо-западу от сел. Шишкая и 2,5 км к северо-востоку от сел. Гюней (АрмССР) в основании фаунистически охарактеризованных отложений коньякского яруса, а севернее горы Годжадаг и в верховье р. Магучай в основании верхнесантонских образований³ кроме вышеописанных обломков найдены гальки плагиогранитов, светло-розовых гранодиоритов, кварцевых диоритов, диоритов, габбро-диоритов, амфиболитов габбро-диоритов, базальтов и спилитов, кремненных известняков, реже лиственитов, светло-голубоватых сильно метаморфизованных серпентинитов и различных метаморфических сланцев.

Согласно последним данным А. Л. Книппера (1973), гальки серпентинитов в Кылычлинском массиве Сарыбабинского синклинория были обнаружены в основании альба.

Все вышеизложенные факты ясно говорят о том, что возраст ультраосновных пород этой части Малого Кавказа по меньшей мере доальбский.

Древний возраст гипербазитов подтверждается радиометрическими определениями возраста, полученными недавно В. Ф. Морковкиной и

¹ Верхнеюрский возраст экзотических утесов принят условно (Хаин, Абдуллаев, Сихалибейли, 1949).

² Верхнеальбский возраст подтверждается находками *Puzosia planulata* (Sow.), *Kossmatella agassiziana* (Pict.), *Hysteroceas orbigny* Spath, *Scaphites hugardianus* d'Orb., *Barbatia narsanensis* Renng. (Определения А. Г. Халилова), собранных среди глинистых сланцев и черных известняков, а сеноманский возраст охарактеризован *Thalamannella appenninica* (Renz), *Th. globotruncanoides* Sig., *Globigerina infracretacea* Gl. (определения С. И. Сулеймановой).

³ Верхнесантонский возраст обосновывается *Orbiryhynchia vespertilio* (Orb.), *Or. satalmyschensis* Katz. (определения К. Аскерова), собранные среди светло-красноватых гравелинистых и обломочных известняков.

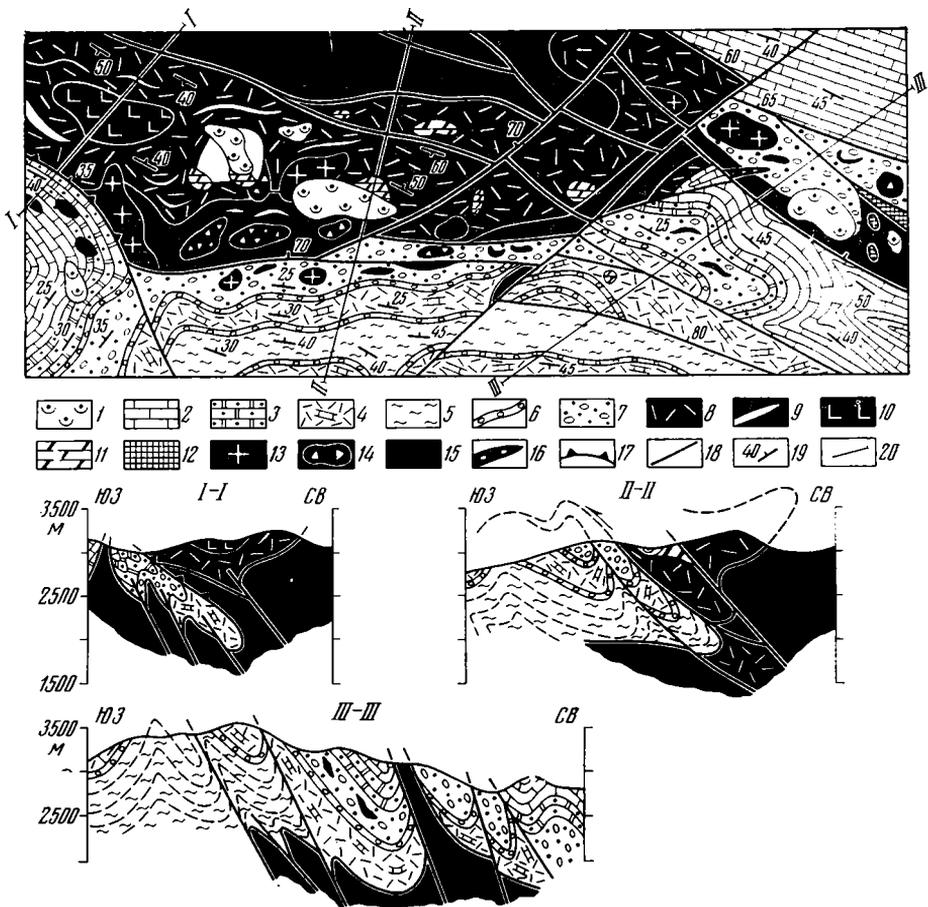


Рис. 2. Геологическая карта и профильные разрезы района гор. Годжадаг и Сарынар
 1 — верхнечетвертичные оползневые отложения; 2 — кремнистые слабopесчаные известняки кампан — маастрихта; 3 — светло-розовые обломочные известняки верхнего сантона; 4 — известковистые туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты и песчаные известняки коньяка; 5 — песчано-глинистые сланцы и туфогены альба (?); 6 — базальные конгломераты; 7 — олистостромовая толща нижнего сенона. Офиолитовый комплекс — серпентинитовый меланж (в том числе аллохтон); 8 — вулканогенно-кремнистая толща с радиоляритами; 9 — кремнистые яшмовидные аргиллиты и радиоляриты; 10 — спилиты с подчиненными пропластками кремнистых пород с радиоляритами; 11 — блоки и линзы рифовых известняков верхней юры (?); 12 — метаморфические сланцы докембрия (?); 13 — габбро и габбро-амфиболиты; 14 — то же, мелкие блоки в серпентинитах; 15 — серпентинитизированные ультраосновные породы; 16 — листвиниты; 17 — тектонические покровы; 18 — взросы и сбросы; 19 — наклонное залегание пластов; 20 — линия профиля

Г. С. Арутюняном (1971). Этими исследователями в Шахдагском хребте (в районе сел. Памбак) были обнаружены плагиограниты, секущие гипербазиты. Абсолютный возраст плагиогранитов по биотиту и мусковиту равен 168 млн. лет, что дало основание этим авторам предполагать досреднеюрский возраст гипербазитов.

Еще более древние цифры радиометрического возраста габбро были опубликованы в работе А. Л. Книппера (1973). Возраст полевых шпатов из габброидов Левчайского массива оказался равным 583 ± 30 млн. лет. Эти габбро в пространстве теснейшим образом связаны с серпентинитами.

Все вышеперечисленные факты позволяют говорить о том, что возраст серпентинитов заведомо досреднеюрский, и, таким образом, цемент

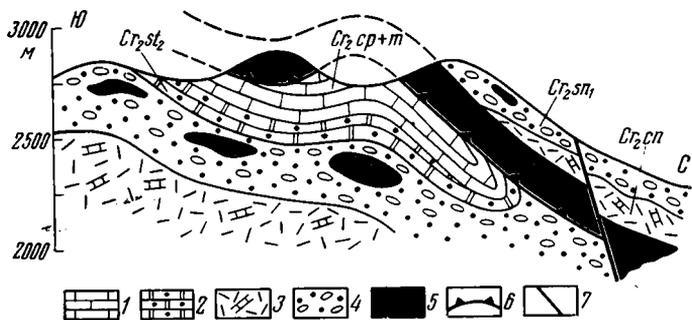


Рис. 3. Характер залегания гипербазитов в верхове р. Агкаячай (Шахдагский хребет)

1 — известняки кампан — маастрихта; 2 — известняки верхнего сантона; 3 — известковистые туфы, туфопесчаники, туфоконгломераты и песчаные известняки коньяка; 4 — олистостромовая толща нижнего сенона; 5 — серпентинизированные ультрабазиты; 6 — надвиги; 7 — взбросы и сбросы

меланжа древнее содержащихся в нем включений, что резко отличает этот комплекс от любых осадочных, обломочных толщ. Кроме того, нашими работами выяснено, что большинство выходов ультраосновных пород в этой части Малого Кавказа или располагается в аллохтоне, или же находится в виде крупных олистолитов в олистостромовой толще (рис. 2, 3). Близкий к серпентинитам возраст, очевидно, имеют и разного типа габброиды, время образования которых по мнению всех исследователей этой части Малого Кавказа близко к образованию серпентинитов.

Особняком стоит вопрос о возрасте вулканогенно-кремнистой толщи. По мнению большинства исследователей Севано-Карабахской зоны, она относится к нижнему сенону (Паффенгольц, 1948; Шихалибейли, 1964; Кашкай, 1947, и др.). Однако в последнее время появились данные об ее юрском и юрско-неокомском возрасте (Меликян и др. 1967; Книппер, 1971₁).

По нашему мнению, наличие обломков вулканогенно-кремнистой толщи в отложениях сеноманского яруса и нижнесенонского подъяруса однозначно указывает на досеноманский возраст этой толщи, что уже отмечалось А. Л. Книппером (1971₁, 1973). Вопрос может заключаться лишь в следующем: имеются ли внутри олистостромового комплекса (Cr_2Sn_1) самостоятельные пачки и прослои вулканогенных пород?

ТИПЫ МЕЛАНЖА

В пределах Шахдагского хребта нами, вслед за А. Л. Книппером (1971₂) выделяется **серпентинитовый меланж**, который в свою очередь может быть разделен на два подтипа: мономиктовый и полимиктовый.

В этой части складчатой системы Малого Кавказа преобладающую роль играет мономиктовый серпентинитовый меланж. Этот подтип впервые был выделен А. В. Пейве, Н. А. Штрейсом и др. (1971₁) в Сакмарской зоне западного склона Южного Урала.

МОНОМИКТОВЫЙ МЕЛАНЖ

Мономиктовый меланж в рассматриваемом нами районе представлен хаотической смесью, состоящей главным образом из рассланцованных серпентинитовых брекчий и серпентинизированных гипербазитов, в которые включены глыбы амфиболитов, габбро-амфиболитов, реже аргил-

литов и кремнистых пород. Интересно отметить, что основные эффузивы в составе мономиктового меланжа практически отсутствуют. Большие массивы мономиктового меланжа выделяются в верховьях рек Шамхорчай, Агкаячай и в северо-восточной части оз. Севан (между селами Шоржа и Дара). Площади каждого из этих массивов колеблются от 0,5 до 40 км². Серпентиниты в них представлены хризотил-антигоритовым, бастит-хризотилковым и бастит-хризотил-антигоритовыми разновидностями.

Внутреннее строение мономиктового меланжа по площади неодинаково. Местами, как, например, в верховьях рек Сарысу, Агкаячай, Магучай, Шамкирчай и на южном склоне Шахдагского хребта (между селами Шоржа и Памбак) он представлен только серпентинитами, т. е. цементом меланжа. Сколько-нибудь крупные обломки других пород в нем полностью отсутствуют. Среди этого цемента могут быть выделены два подтипа.

К первому из них относятся раздробленные, рассланцованные, брекчированные серпентиниты, образующие чешуеподобную гребенку в обнажениях. Даже отдельные мелкие куски этих серпентинитов обычно сильно трещиноваты, смяты и поверхности их всегда сглажены. Местами выходы этих пород превращены в рыхлую оталькованную массу, но преобладают раздробленные и брекчированные серпентиниты. Как правило, повсюду куски и глыбы этих серпентинитов «заключены в тонкую серпентинитовую рубашку, на отполированной поверхности которой видны многочисленные борозды скользяния, пересекающиеся под самыми различными углами» (Книппер, 1971, стр. 13). Исключение составляют серпентиниты района Большой Гиналдаг, в кочевье Чатиндара и на левом притоке р. Шымпыртдара (хр. Шахдаг), где трещины в серпентинитах образуют концентрические изгибы.

В северо-восточной части сел. Памбак, восточнее сел. Джил, в верховьях рек Магучай, Агкаячай и Левчай, в районе поселка Лев серпентиниты превращены в тектонит, напоминающий собой гравелит, переполненный округлыми обломками серпентинита. Эти «серпентинитовые гравелиты» прослеживаются по простиранию с перерывом на расстоянии до 1,5 км при ширине 20—600 м и постепенно переходят в брекчированные серпентиниты. В местах этого перехода «серпентинитовые гравелиты» превращены в порошкообразную массу. Эти соотношения отчетливо наблюдаются в юго-восточной части горы Годжадаг (урочище Чарчагабри), в истоках рек Агкаячай и Сарысу.

На шахдагском хребте в таких «чистых» серпентинитовых полях вблизи разрывных нарушений иногда встречаются небольшие (0,5—20 м²) развальцованные угловатые включения габбро-амфиболитов, редко размеры последних достигают 3 км².

В верховьях р. Агкаячай и в западной части горы Большой Гиналдаг среди этих серпентинитов встречаются линзы (0,2—1,0 м) зеленоватых метаморфических сланцев докембрия (?), радиоляритов, возможно, верхнеюрского возраста и мелкозернистых песчаников.

Цемент второго подтипа несравненно менее распространен. Он представлен голубоватыми и зеленоватыми преимущественно сыпучими и рыхлыми милонитовыми и пескоподобными серпентинитами, которые обычно распространены по краям массивов, сложенных породами первого подтипа, и вдоль разрывных нарушений внутри этих массивов. Очень редко эти породы образуют отдельные неправильной формы выходы (эллипсоидальные и зигзагообразные) внутри серпентинитов первого подтипа. В них встречены многочисленные глыбы известняков и кремнистых пород, вокруг которых серпентиниты образуют как бы смазку или кайму и превращены в серпентинитовые сланцы. Эти взаимоотношения четко наблюдаются в правобережье р. Сарысу и в верховье р. Гейюрдчай.

Выходы серпентинитовых сланцев обычно имеют ширину 0,2—3 м и прослеживаются на расстояние до 60 м. По простирацию они постепенно переходят в сильно рассланцованные серпентиниты, включающие мелкие обломки брекчированных и развальцованных, хлоритизированных серпентинитов, диабазов, спилито-диабазов и слабоизвестковистых пород. Подобная же картина недавно была описана и А. Л. Книппером (1971,) для Гейдаринского и Джил-Сатанахачского массивов.

Во всех остальных участках в полосе развития мономиктового меланжа развальцованные серпентиниты содержат многочисленные глыбы габбро-амфиболитов, амфиболитов и кремнистых пород. Интересно отметить, что на тех участках, где эрозионный срез достигает значительной глубины, удается наблюдать, что амфиболиты, габбро-амфиболиты и габбро-диабазы (последние породы встречаются очень редко) образуют бескорневые включения. Это совершенно отчетливо наблюдается в Джил-Сатанахачском, Шамхорчайском, Чатиндаринском, Агкаячайском, Чар-чигабринском, Гиналдагском и во многих других массивах.

ПОЛИМИКТОВЫЙ МЕЛАНЖ

Цементом полимиктового меланжа также являются серпентиниты. В нем в огромном количестве встречаются глыбы вулканогенно-кремнистых отложений, метаморфических сланцев докембрия (?), известняков оксфорда, титона, берриаса, валанжина, готерива, реже песчано-глинистых сланцев альба и туфогенных пород коньяка, красных и зеленоватых аргиллитов, яшм, кремнистых сланцев с радиоляритами, белых и светло-розоватых рифовых известняков, красноватых известняков и песчаников (возможно, верхнеюрского возраста), габбро-амфиболитов, амфиболитов, габбро-диабазов и диабазов.

При картировании полимиктового меланжа удается установить, что характер распределения в нем этих включений неодинаков по площади.

В одних местах (верховье р. Армутлучай, междуречье Гейюрдчай и Сарысу, верховье р. Текекаячай) они хаотически перемешаны с серпентинитами и трудно установить, какие породы преобладают. Для этого типа полимиктового меланжа характерно наличие узких вытянутых глыб, которые при небольшой ширине выхода (1—40 м) прослеживаются на большие расстояния (до 3 км). Их ограничения в пространстве обычно очень резкие. В других случаях (бассейны рек Агкаячай, Гейюрдчай и верховье р. Шамкирчай) резко преобладают породы какого-нибудь одного типа. Обычно это габбро-амфиболиты и породы вулканогенно-кремнистой толщи. Величина блоков габбро-амфиболитов достигает 3 км², а вулканогенно-кремнистых пород — 5—6 км². По простирацию эти разности полимиктового меланжа постепенно переходят друг в друга. Также постепенными являются границы между полимиктовым и мономиктовым меланжем.

Внутри отдельных крупных блоков, сложенных породами вулканогенно-кремнистой толщи, удается восстановить ее первичный разрез. Так, например, в Сарысу-Гейюрдчайском массиве в нижней части разреза залегают серые, зеленоватые и красноватые спилиты, диабазы и их пирокластиты, которые вверх сменяются красными аргиллитами, песчанистыми известняками, глинисто-песчанистыми породами, кремнистыми яшмовидными аргиллитами с прослоями радиоляритов и туфоконгломератов. Аналогичная последовательность пород в разрезах вулканогенно-кремнистой толщи наблюдалась Э. Ш. Шихалибейли (1964) в районе р. Тертер.

Следует отметить, что в южной части горы Богдадаг, в верховьях рек Сарысу и Агкаячай вдоль тектонического контакта серпентинитов с красноватными вулканогенно-кремнистыми образованиями встречаются многочисленные будины известняков берриаса — готерива и метаморфи-

ческих сланцев докембрия (?), захваченных серпентинитами. В результате неоднократного холодного выжимания серпентиниты, пробивая блоки известняков берриаса — готерива, раскалывали их на отдельные куски. Именно поэтому в краевой части будинированных известняков породы рассланцованные, гофрированные, при первом впечатлении их можно ошибочно принять за тектоническую брекчию. Здесь плоскости будин известняков в результате раздавливания испытывали как бы обжимание и полировку и ориентированы в разных направлениях. Аналогичное явление известно во многих районах Альпийской складчатой области Евразии, в частности в Динаридах (Белостоцкий, 1970), Гималаях (Ганссер, 1967), Анатолидах (Pinar, Zahn, 1955) и др.

Заканчивая описание серпентинитового меланжа Шахдагского хребта, кратко остановимся на условиях его залегания. В целом мономиктовый и полимиктовый серпентинитовый меланж этого района образует гигантскую протрузию, конечные фазы формирования которой связаны с верхнеэоценовым-олигоценовым движениями. Протыкание серпентинитовым меланжем верхнесенонских и палеогеновых образований в настоящее время широко известно вдоль северо-восточного побережья оз. Севан (Тохлуджа, Шорджа, р. Шымпыртдара, р-н сел. Шишкая и др.). Сам серпентинитовый меланж разбит серией продольных и поперечных сбросов, легко устанавливаемых при геологическом картировании. Кроме того, внутри меланжа устанавливается ряд тектонических чешуй и даже тектонических покровов (Гасанов, 1971). Характер залегания включений в меланже самый разнообразный. Их контакты с серпентинитами (цементом) то крутые, то пологие.

Не удается установить и закономерностей падения среди осадочных пород, включенных в серпентиниты. Углы наклона пластов в них самые разнообразные вплоть до вертикального.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ всего изложенного выше материала позволяет прийти к следующему выводу.

1. В Шахдагском хребте широко развит типичный серпентинитовый меланж, представляющий собой гигантский тектонит, в котором в хаотическом беспорядке перемещены различные по составу и происхождению породы (метаморфические сланцы, вулканиты разного состава и др.).

2. Серпентинитовый меланж сложен продуктами главным образом дробления офиолитового комплекса (серпентиниты, габброиды и вулканогенно-кремнистые породы). Возраст вулканогенно-кремнистых пород донинесенонский (возможно, поздняя юра — ранний мел). Возраст гипербазитов, габбро и габбро-амфиболитов, по геологическим данным, твердо доказывается как доальб-сеноманский (или досеноманский), а по радиометрическим данным — как досреднеюрский.

Можно думать, что ультраосновные породы и габбро являются древними интрузивами, становление которых произошло в домезозойскую эру. С другой стороны, мы не исключаем возможности, что гипербазиты в рассматриваемом регионе — часть океанической коры геологического прошлого (Пейве, 1969; Книппер, 1971_{1,2}, 1973). В этом случае гипербазиты, видимо, являются верхней частью мантии и были выжаты в холодном состоянии. Габброиды могут представлять собой аналоги «базальтового» слоя, природа которого сейчас служит предметом обсуждения. Вулканогенно-кремнистая толща в этом случае должна рассматриваться как аналог первого и второго геофизических слоев океанов (Пейве и др., 1971_{1,2}, 1972).

3. Формирование меланжа связано с тремя фазами движений:

а) выжимание гипербазитов и нахождение галек в отложениях

альб — сеномана (верховье рек Беюк-Кашкачай, Зинджирли и Сарысу) позволяют связать это явление с австрийской фазой складчатости;

б) трансгрессивное налегание на меланж отложений коньяка (северо-восточная часть оз. Севан), возможно, говорит о наличии доконьякской фазы движений;

в) протыкание протрузиями гипербазитов верхнесенонских известняков и вулканогенно-осадочных образований среднего эоцена говорит об их движении в пиренейскую фазу складчатости.

4. Не исключена возможность, что формирование серпентинитового меланжа Малого Кавказа было таким же, как в Сакмарской зоне западного склона Южного Урала (Пейве и др., 1971,). Первоначально во время формирования протрузий образовался мономиктовый меланж. Этот этап предшествовал возникновению эффузивно-радиоляритовой серии. Именно этим обстоятельством объясняется отсутствие включений пород этой серии в мономиктовом меланже. Во время поздних фаз складчатости, после формирования вулканогенно-осадочной серии, произошли дополнительные тектонические перемещения, приведшие к возникновению полимиктского меланжа.

Литература

- Белостоцкий И. И. Зоны меланжа и хаотических структур.— В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970.
- Ганссер А. Геология Гималаев. М., «Мир», 1967.
- Гасанов Т. Аб. Тектонические покровы на Шахдагском хребте (Малый Кавказ).— Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 4.
- Казьмин В. Г. К проблеме альпийского меланжа.— Геотектоника, 1971, № 2.
- Кашкай М. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд-во АН АзербССР, 1947.
- Керимов Г. И., Гасанов Т. Аб. Геологическое развитие и магматизм Шахдагского синклинория (Малый Кавказ).— Сов. геология, 1972, № 6.
- Книппер А. Л. Внутреннее строение и возраст серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— Геотектоника 1971, № 5.
- Книппер А. Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа.— Геотектоника, 1971, № 6.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области юга Европы, западной части Азии и Кубы. Автореф. докт. дис. 1973, (ГИН АН СССР).
- Меликян Л. С., Паланджян С. А., Чибухчян Э. О., Вартазарян Ж. С. К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа.— Изв. АН АрмССР, Сер. Наука о Земле, 1967, № 1—2.
- Морковкина В. Ф., Арутюнян В. С. О радиологическом возрасте гипербазитов Севанского хребта (Армения).— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1971, № 11.
- Паффенгольц К. Н. Геология Армении. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1948.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Перфильев А. С. и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л. и др. Океаны и геосинклиальный процесс.— Докл. АН СССР, Сер. геол., 1971, т. 196, № 3.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А. и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклиального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.
- Хаин В. Е., Абдуллаев Р. Н., Шихалибейли Э. Ш. Экзотические утесы типа «осадочных клиппенов» на Малом Кавказе.— Докл. АН СССР, 1949, т. 62, № 2.
- Хаин В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока, ст. 1.— Вестн. МГУ. Геология, 1968, № 6.
- Хаин В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. Ст. 2/3.— Вестн. МГУ. Геология, 1969, № 1—2.
- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН АзербССР, 1964, т. 1.
- Bailey E. B., Mc Callien W. I. Serpentine lavas, the Ankara melange, and the Anatolian Thrust.— Roy. Soc. Edinburgh Trans., 1952—1954, v. 62, pt. 2.
- Gansser A. Ausseralpine Ophiolithproblem.— Eclogae geol. helv., 1959, v. 52, No. 2.
- Pinar N., Zahn E. Nouvelles considerations sur la tectonique de l'Anatolie (Turquie, Asie, Nieneure).— Bull. Soc. Geol. France, 1955, v. 5, No. 1—3.

Управление Совета Министров
АзербССР по геологии
Баку

Статья поступила
15 марта 1972 г.

УДК 551.242.2(262.5)

О. П. АПОЛЬСКИИ

**О ПРОИСХОЖДЕНИИ ВПАДИН ЧЕРНОГО МОРЯ
И ЮЖНОГО КАСПИЯ**

Предлагается новая гипотеза формирования субокеанических впадин Черного моря и Южного Каспия. Предполагается, что впадины образовались после раннего мела (Cg_2 — $Pg?$) в результате раздвигания блоков континентальной коры при левостороннем сдвиге вдоль глубинных разломов Рионо-Куринской депрессии.

Обычно при объяснении происхождения субокеанических впадин Черного моря и Южного Каспия не учитывается их пространственная сопряженность и положение относительно складчатого сооружения Кавказа. При внимательном рассмотрении тектонического строения Черноморско-Каспийского региона обращают внимание следующие особенности. Глубоководные впадины с корой океанического типа расположены симметрично относительно Кавказа. На северо-западе мы имеем сочленение расположенных под некоторым углом друг к другу складчатых сооружений Крыма и Большого Кавказа. В противоположном конце, в южном обрамлении Каспийского моря, наблюдается изгиб Эльбруса к северо-востоку, расположенный симметрично к зоне сочленения Крыма и Кавказа. В юго-восточном обрамлении Черного моря Аджаро-Триалетская складчатая система ориентирована параллельно Крымской складчатой системе. Вдоль южной части Каспийского моря со стороны Кавказа также наблюдаются, хотя и не такие отчетливые, северо-восточные структурные направления, близкие к направлениям Восточного Эльбурса. Это прежде всего зона поднятий северо-восточного простираения вдоль подводного склона Южно-Каспийской впадины (Исмаилов, Гасанов, 1966), а в пределах Куринской впадины — Араксинский прогиб.

Если учесть, что кромки гранитного слоя на границе впадин с океанической корой ориентированы в общем параллельно этим структурным направлениям, то можно сделать следующие выводы. Во-первых, в данном регионе мы имеем дело с двумя блоками земной коры материкового типа, границы которых проходят в пределах Рионо-Куринской депрессии в северо-западном направлении, а в пределах восточной части Черного моря и Южно-Каспийской впадины имеют северо-восточное простираение. И во-вторых, данные субокеанические впадины очень похожи на структуры растяжения, образованные при левостороннем сдвиге намеченных блоков, в зонах искривления разлома.

Действительно, если «сдвинуть» южный блок к северо-западу вдоль осевой линии Рионо-Куринской впадины, то мы увидим, что северо-западные и юго-восточные кромки гранитного слоя Восточно-Черноморской и Южно-Каспийской впадин сойдутся почти одновременно, т. е. амплитуда раскрытия впадин одинакова. Подтверждение того, что такое совпадение не случайно, мы находим в геологическом строении Кавказа. После такой реконструкции мы получим совмещение вулканогенной байоской геосинклинали Южного склона Большого Кавказа с юрской вулканогенной геосинклиналью Малого Кавказа. Некоторые геологи объединя-

ют эти структуры в один вытянутый геосинклинальный прогиб, средняя часть которого была погружена в результате заложения и развития Аджаро-Триалетской мел-палеогеновой геосинклинали (Дзоценидзе, 1964; Габриелян, 1964). Как мы видим, есть основание считать, что эти структуры являются крыльями одной вулканогенной геосинклинали, смеженными относительно друг друга после формирования выполняющих

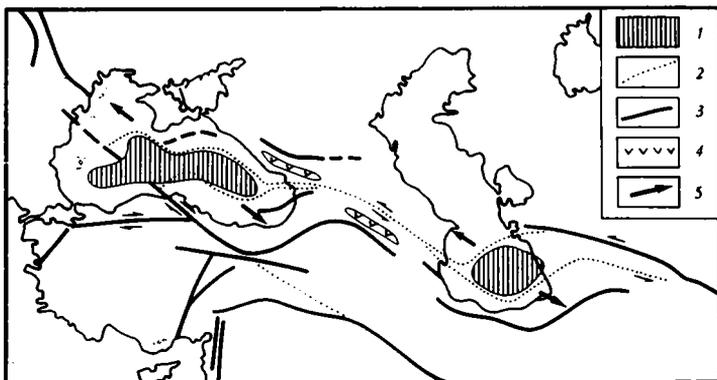


Схема образования субокеанических впадин Черного моря и Южного Каспия.

1 — впадины с корой океанического типа; 2 — границы блоков континентальной коры; 3 — главнейшие разломы; 4 — юрские вулканогенные формации Южного склона Большого Кавказа и северо-восточного склона Малого Кавказа; 5 — направление относительного перемещения блоков

ее толщ. Об этом свидетельствует и примерно равная длина этих структур, что, учитывая существенное различие строения Малого и Большого Кавказа, трудно считать случайным совпадением. Укажем еще некоторые факты, которые могут служить подтверждением этой гипотезы.

В западном продолжении региона мы видим, во-первых, впадину Эгейского моря, которая, несомненно, является зоной растяжения земной коры. Далее, вдоль Главного Северо-Анатолийского разлома, с плиоцена фиксируется правосторонний сдвиг, имеющий в настоящее время значительную скорость (Кетин, 1964). Если бы его средняя скорость была равна современной, то общее перемещение Понтийско-Малокавказского блока значительно превысило бы необходимое в предлагаемой модели для создания Черноморской впадины. Но, по всей вероятности, мы не сможем считать данные сдвиговые движения плиоцен-четвертичного возраста причиной формирования Черноморской впадины, хотя с ними и связано оформление современного облика этой впадины. Более вероятно предположение, что такой сдвиг Малокавказского сегмента, приведший к образованию данной впадины, происходил по разлому северо-западного простираения между западными и восточными Понтидами (Тектоническая карта Евразии, 1966). На тектонической схеме дна Черного и Азовского морей (Балавадзе и др. 1968) в этом случае западное окончание Восточного Понта вместе с подводными хребтами Архангельского и Добрынина соответствует «заливу» океанической коры, расположенному между Крымским полуостровом и подводным хр. Моисеева, а разлом с юго-западной стороны хр. Моисеева является естественным продолжением Анатолийского. Наличие сдвига по этому разлому доказывается смещением нижнемеловых структур. Нижнемеловые карбонатно-терригенные отложения мощностью до 2500 м в пределах Западного Понта присутствуют в районе Зонгулдака и Инебалу, а по дру-

гую сторону разлома аналогичные отложения нижнего мела встречены только между Эрзиджаном и Байбуртом — к западу от Эрзерума, т. е. примерно в 450 км к юго-востоку вдоль разлома (Фюрон, 1955; Эрентоз, 1967). Этот факт позволяет определить время основной фазы формирования Черноморской впадины как позднемеловое — доплиоценовое, а принимая во внимание, что с конца палеогена регион вступает в орогеническую стадию развития, что свидетельствует об изменении тектонического режима, начиная с этого времени, верхнюю границу этих движений можно считать позднепалеогеновой-раннеэоценовой.

Структура Южно-Каспийской впадины и ее обрамления несколько сложнее, что объясняется, по-видимому, наложением на систему левосторонних сдвигов системы субмеридиональных нарушений, прослеживающихся вдоль берегов Каспия к северу. Тем не менее данная гипотеза находит подтверждение и здесь в сходстве структуры и фаций отложений юры и нижнего мела Большого Балхана и Дагестана. Начиная с альба, связь Большого Балхана с Дагестаном нарушается (Луппов, 1957; Амурский и др., 1968), что, как мы видим, хорошо согласуется с данными по Черному морю. Зоной сдвига являлась, очевидно, система глубинных разломов между Копетдагом и Аладаг-Биналудом, северной границей которой является глубинный разлом вдоль Передовой цепи Копетдага, а западнее система Кубадаг-Балханских разломов, уходящих в Каспий вдоль Апшеронского порога, по которым происходили дифференцированные движения. Сочленение этих двух систем осложнено диагональными северо-восточными нарушениями, вдоль которых заложился ряд грабенов — Межбалханский, Данатинский и др., маскирующих связь Большого Балхана и Копетдага.

Последние данные по геологии Ирана (Штеклин, 1966; Ганссер, 1956) свидетельствуют, что отложения юры и раннего мела Эльбурса отличны от синхронных отложений Главного хребта Большого Кавказа. По фациальному облику они, так же как и соответствующие отложения Большого Балхана, ближе к фациям Дагестана. В то же время в данной реконструкции структура Восточного Эльбурса огибает Большой Кавказ с юго-востока. Таким образом, вопрос о связи Главного хребта Большого Кавказа со структурами Закаспия может иметь два решения. Первое из них предложено В. П. Ренгартеном (1941) и предполагает продолжение Главного хребта Большого Кавказа среди Туркмено-Хорасанских гор. Другое заключается в том, что юрская и нижнемеловая толщи Дагестана, Большого Балхана и Восточного Эльбурса представляют фрагменты, сформировавшиеся в пределах единого прогиба, обрамлявшего с востока прогиб Главного хребта. В этом случае продолжения Большого Кавказа в Закаспии нет. В обоих случаях на дне Каспийского моря можно искать только небольшие фрагменты складчатой структуры, главным образом в прибрежных зонах. Что касается Апшеронского порога, то он является, по нашему мнению, структурным швом, входящим в систему сдвиговых нарушений, аналогичным системе Передовой цепи Копетдага. Необходимо отметить, что амплитуда сдвиговых перемещений в районе Копетдага должна быть несколько меньше, чем в районе Понта и Кавказа, что связано с секущими зонами растяжений в пределах Каспия и Закаспия. Правосторонние сдвиги, отмечающиеся в пределах тектонической зоны Копетдага, с амплитудой до нескольких километров (Крымус, 1966) отражают систему напряжений в земной коре неоген-четвертичного орогенеза, не имеющего непосредственного отношения к образованию Южно-Каспийской впадины.

Мы видим, таким образом, что предложенная модель формирования глубоководных субокеанических впадин Черного моря и Южного Каспия позволяет объяснить некоторые особенности геологического строения Средиземноморского геосинклинального пояса. Данные впадины являются с точки зрения предложенной гипотезы мезозойско-кайнозойскими

образованиями. Начало формирования их приходится, по-видимому, на позднюю юру — ранний мел; основная фаза формирования происходила в течение позднего мела — палеогена (возможно, начало неогена), заключительные фазы, приведшие эти впадины к современному облику, произошли в неоген (плиоцен)-четвертичное время. Никаких срединных массивов, в том смысле как это обычно понимают, на месте этих впадин нет, хотя не исключено, что погружившиеся расколотые блоки «гранитной» коры, составляющие сейчас подводный склон этих морей, являются фрагментами структур типа срединных массивов. Процессы базификации и ассимиляции «гранитной» коры при формировании этих впадин если и имели место, то весьма незначительное.

Литература

- Амурский Г. И., Тиунов К. В., Хариков Б. А., Шлезингер А. Е. Структура и тектоническое положение Большого Балхана. М., «Наука», 1968.
- Балавадзе Б. К., Бурковский В. Е., Гаркаленко И. А., Головинский В. И., Гончаров В. П., Гуревич Б. Л., Корнеев В. И., Маловицкий Я. П., Милашин А. П., Непрочнов Ю. П., Пустильников М. Р., Соллогуб В. Б., Церетели Л. И., Чекунов А. В., Черняк Н. И., Чирвинская М. В., Шарданов А. Н. Тектоника области Черного и Азовского морей.— Геотектоника, 1968, № 4.
- Габриелян А. А. Тектоническое строение Антикавказа (Малый Кавказ) и положение его в Средиземноморской орогенической зоне. Докл. сов. геологов к XXII сес. МГК. Проблема II, М., «Недра», 1964.
- Ганссер А. Новые данные о геологии Центрального Ирана. Тр. IV Междунар. нефт. конгресса, т. 1. М., Гостоптехиздат, 1956.
- Дзоценидзе Г. С. Проблема связи вулканизма с тектоникой на примере Кавказа. Докл. сов. геологов к XXII сес. МГК. Проблема II, М., «Недра», 1964.
- Исмаилов К. А., Гасанов И. С. Современная структура Южно-Каспийской впадины и ее связь с глубинной тектоникой (в свете новых данных геологии и геофизики). — Тр. АзНИИ по добыче нефти, вып. 17. Л., «Недра», 1966.
- Кетин И. Турция.— В кн.: Тектоника Европы, М., «Наука», 1964.
- Крымус В. Н. Разрывная тектоника Копетдага.— В кн.: Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. М., «Наука», 1966.
- Луппов Н. П. История геологического развития Туркмении. Геология СССР, т. 22, ч. 1. М., Гостеолтехиздат, 1957.
- Ренгартен В. П. Общий обзор тектоники Закавказья. Геология СССР, т. 10. М.—Л., Гостеолтехиздат, 1941.
- Тектоническая карта Евразии. М., Изд-во ГУГКа, 1966.
- Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. Изд-во иностр. лит., 1955.
- Штеклин Дж. Тектоника Ирана.— Геотектоника, 1966, № 1.
- Эрентоз К. Краткий обзор геологии Анатолии (Малая Азия).— Геотектоника, 1967, № 2.

Саблинская металлогеническая
партия ВСЕГЕИ

Статья поступила
26 декабря 1972 г.

УДК 551.24 : 550.312. + 834 + 838

В. С. ПОПОВИЧ

СТРУКТУРЫ МЕЗОЗОЙСКОГО КОМПЛЕКСА
КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

По гравиметрическим данным составлены схематическая структурная карта по подошве мезозойских отложений и карта мощностей мезозойских отложений. В пределах Керченского полуострова установлен ряд складчатых структур. Склоны антиклиналей крутые, местами их крутизна достигает $30-35^\circ$, перепад глубин превышает 3,5—5 км. Интенсивно развиты поперечные разломы с амплитудой до 1,5—2 км. Мезозойские структуры Керченского полуострова относятся к западной погребенной периклинали ме-

Мезозойские отложения на Керченском полуострове залегают на больших глубинах, поэтому структурный план их долгое время оставался неясным. В последние годы здесь трестами Днепрогеофизика и Крымнефтегазразведка в большом объеме проведены сейсмические, детальные гравимагнитные исследования и на ряде площадей глубокое бурение.

По материалам сейсморазведочных работ на значительной площади выполнены структурные построения по отражающим горизонтам в отложениях верхнего и нижнего мела. Сейсморазведкой КМПВ по широтному профилю прослежен рельеф поверхностей палеозойского (на западе) и триасово-юрского (на востоке) комплексов пород. По материалам глубокого бурения на ряде площадей изучен литологический состав верхнемеловых и верхней части разреза нижнемеловых отложений.

Накопленный геолого-геофизический материал позволил автору выполнить количественную интерпретацию гравитационного поля с целью выяснения структурного плана мезозойских отложений. В обработке материалов и изучении плотностного разреза осадочной толщи совместно с автором принимали участие А. Н. Шантырь, А. Н. Блох-Спиваковский, Л. А. Гонтаренко и Н. И. Бутенко.

В пределах Керченского полуострова выделены четыре плотностные границы раздела. Верхняя из них с дефектом плотности от 0,00 до 0,08 г/см³ приурочена к кровле глин майкопской серии. Вторая, статическая, выделена на основании изучения зависимости между плотностью пород и глубиной их залегания. Установлено, что до глубин 2000—2500 м плотность пород всех литологических разностей интенсивно возрастает до 2,45—2,50 г/см³, после чего постепенно увеличивается до максимальных значений 2,60—2,67 г/см³. На Тарханкутском полуострове плотность аргиллитов на глубине 5000 м не превышает 2,60 г/см³. Статическая граница соответствует перегибу теоретических линий регрессии. Избыток плотности на ней колеблется в пределах 0,10—0,30 г/см³ в зависимости от глубины залегания литологических границ. Третья граница с избытком плотности 0,05—0,35 г/см³ приурочена к поверхности эоцен-верхнемеловых отложений, четвертая (0,15—0,20 г/см³) — палеозойского комплекса пород. При интерпретации гравитационного поля исключено влияние верхних трех гранц раздела, а также диапировых структур. Разностное поле пересчитано в глубины, на основании чего

составлена схематическая структурная карта по подошве мезозойских отложений (рис. 1).

В юго-западной части района по глубинному разлому, который выделяется нами по линии резких градиентов гравитационного поля, прослежено сочленение Восточно-Крымского синклинория со Скифской плитой. Поверхность палеозойских пород в пределах синклинория залегает на глубинах 15—18 км. Прилегающий склон плиты резко наклонен в сторону синклинория. В районе сел Петропавловка, Шубино, Тамбовка

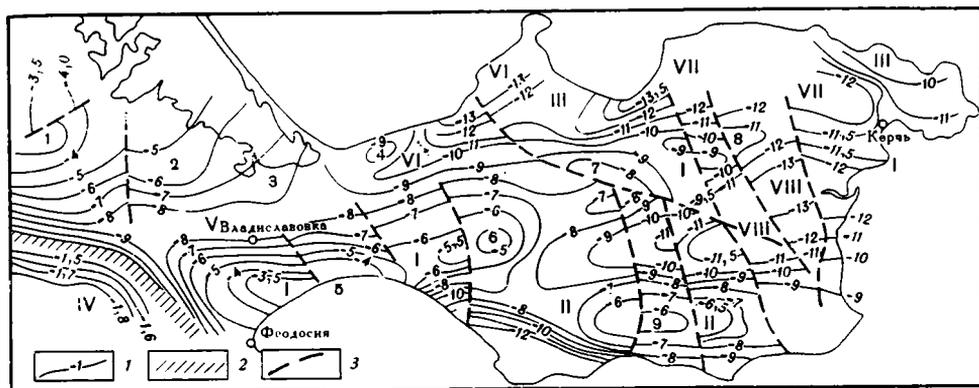


Рис. 1. Схематическая структурная карта Керченского полуострова по подошве мезозойских отложений. 1 — изогипсы в км, 2 — глубинный разлом, 3 — сбросы. Основные структурные элементы (цифры на карте): I — Керченская антиклиналь, II — Марьевская антиклиналь, III — Камышинско-Тарханская антиклиналь, IV — Восточно-Крымский синклинорий, V — Белогорский прогиб, VI — Семеновская антиклиналь, VII — Керченская антиклиналь, VIII — Сокольская синклиналь. Локальные поднятия: 1 — Петропавловский выступ, 2 — Шубинский выступ, 3 — Сенной выступ, 4 — Каменское, 5 — Тамбовское, 6 — Куйбышевское, 7 — Слюсаревское, 8 — Горностаевское, 9 — Марьевское

фундамент залегает на глубинах 3,5—5,0 км, а у зоны глубинного разлома — 10 км. Амплитуда сброса по разлому превышает 5 км. Глубокие горизонты осадочной толщи до разлома, вероятно, плавно погружаются, а в пределах синклинория смяты в крутые складки. Восточно-Крымский синклинорий, вероятно, замыкается в районе Феодосии, так как восточнее ее морскими геофизическими исследованиями не установлены погребенные структуры Горного Крыма (Головинский и др., 1970).

В пределах Керченского полуострова установлена резко выраженная складчатость. Простираение складок с запада на восток изменяется от юго-восточного до северо-восточного и вновь до юго-восточного на крайней восточной части полуострова. При этом происходит плавное, местами осложненное сбросами с амплитудой до 1,5—2,0 км, погружение поверхности палеозойских пород к востоку. Наиболее погружены они вдоль меридиана сел. Сокольского, что связано с наложением на мезозойский структурный план молодого Керченско-Таманского прогиба (Геология СССР, т. VIII, 1969). Некоторый подъем палеозойских пород наблюдается на крайней восточной части полуострова.

Кроме того, поверхность палеозойских пород в целом наклонена и к северу, к оси Индоло-Кубанского олигоцен-миоценового прогиба. Территория Керченского полуострова, вероятно, может рассматриваться как южный борт Индоло-Кубанского прогиба, который наложен на мезозойские структуры. Ось Индоло-Кубанского прогиба совпадает с осью погребенной Семеновской синклинали и проходит в северо-восточном направлении по линии сел Каменское — Семеновское — мыс Казантип.

Западнее Индоло-Кубанский прогиб, вероятно, наложен на Белогорский. Простираение последнего широтное. Ось его проходит по линии сел

Владиславовка — Красносельское. Далее к западу Белогорский прогиб, вероятно, в свою очередь наложен на северный борт Восточно-Крымского синклиория. На участке сел Красносельское — Владиславовка в рельефе поверхности фундамента отражены северный и южный борта Белогорского прогиба. Северный борт прогиба сравнительно пологий, осложненный Сенным, Шубинским и западнее Петропавловским выступами юго-восточного простираия. Южный борт очень крутой, возможен, осложненный серией субширотных разломов. В этом месте Белогорский прогиб пересекает под острым углом более древние складки Скифской плиты.

Основные мезозойские структуры Керченского полуострова — Керченская, Марьевская и Камышинско-Тарханская антиклинали, разделенные Сокольской, Керченской и Семеновской синклиналиями.

Керченская антиклиналь прослежена на расстояние более 100 км и, вероятно, продолжается к западу в направлении Петропавловского выступа. Поверхность палеозойского комплекса пород в ее пределах залегает в районе с. Петропавловки на глубине 3—3,5 км, у сел. Красносельское (ось наложенного Белогорского прогиба) она погружается до 8,5 км, у сел. Тамбовки воздымается до 3,5 км, а далее к востоку погружается до 11,5 км. Ширина антиклинали колеблется от 5—6 в восточной до 12 км в центральной и западной частях полуострова. Склоны ее на большей части протяжения крутые, местами крутизна достигает 30—35°. Строение антиклинали осложнено рядом поднятий и серией преимущественно поперечных разломов. Наиболее крупные поднятия: Тамбовское, Куйбышевское, Слюсаревское, Южно-Слюсаревское, Горностаевское.

Тамбовское поднятие вытянуто в широтном направлении, юго-восточный его склон продолжается в Феодосийский залив. Размеры поднятия по замкнутой изогипсе (5 км) составляют 9×28 км. Максимальная глубина залегания палеозойских пород в своде не превышает, вероятно, 3,5 км. Поднятие осложнено нарушением северо-западного направления, амплитуда сброса около 1,0 км. Аналогичным нарушением Тамбовское поднятие отделяется на востоке от Куйбышевского. По отражающим горизонтам в меловых отложениях Тамбовское поднятие не фиксируется. В этих отложениях к северному его борту приурочены Тамбовская и Владиславовская флексуры.

Куйбышевское поднятие расположено в зоне сочленения Керченской и Марьевской антиклиналией и слегка вытянуто в меридиональном направлении. Размеры его по замкнутой изогипсе (5,5 км) составляют около 5,5×11,5 км. Западная часть поднятия опущена по поперечному разлому. Восточные склоны его очень крутые и, возможно, здесь также имеет место поперечное нарушение. В меловых отложениях сейсморазведкой оно не фиксируется.

Слюсаревское и Южно-Слюсаревское поднятия являются несколько разобщенными тектоническими блоками единого крупного поднятия. Размеры его по изогипсам (—7,5 и —8,5 км) составляют примерно 6×15 км. Строение поднятия осложнено разломами северо-западного и субмеридионального направлений. Слюсаревское поднятие в какой-то мере проявляется и в отложениях миоцена.

Горностаевское поднятие поперечными разломами разбито на три блока, центральный из них смещен к югу на 2,5 км. Размеры поднятия по замкнутым изогипсам (—9,0 и —11,0 км) составляют 2,5×14 км. В меловых отложениях сейсморазведочными работами в районе поднятия зафиксирована одноименная положительная структура северо-западного простираия, осложненная крупным продольным сбросом, по которому опущено восточное ее крыло. Северо-западная периклинал структура совпадает с центральным блоком, выделенным по поверхности палеозойских пород, по которой фиксируется и амплитуда сброса, достигающая 1,5 км. Очевидно, структура в меловых отложениях может рас-

смагиваться как приразломная флексура. В миоценовых отложениях также установлена структура, соответствующая данным по поверхности палеозойских пород.

Марьевская антиклиналь прослежена в юго-восточной части Керченского полуострова. Простирается ее широтное, от Керченской антиклинали отделена крупной Сокольской синклиналию. Ширина ее 10 км, протяженность в пределах полуострова 45 км. Как северные, так и южные склоны антиклинали крутые. Строение ее осложнено рядом поперечных сбросов, амплитуды которых не превышают 800 м. В центральной части антиклинали выявлено крупное одноименное поднятие, размеры которого по замкнутой изогипсе (—7,0 км) достигают 6,5×20 км. Глубина залегания палеозойских пород в своде поднятия не превышает, вероятно, 6 км.

Камышинско-Тарханская антиклиналь расположена в основном в южной части Азовского моря. В пределах Керченского полуострова прослежены ее западная периклиналь и южный склон восточной переклинали. Основанием для выделения этой антиклинали явилось наличие замкнутой Керченской синклинали, отделяющей ее от Керченской антиклинали, и на северо-западе — Семеновской синклинали. Поверхность палеозойских пород в пределах антиклинали залегает на глубинах 10—12 км, в Керченской и Семеновской синклиналиях — более 13,5 км. Керченская синклиналь проявляется и в неогеновых отложениях, в которых строение ее осложнено рядом антиклинальных складок второго порядка (Геология СССР, т. VIII, 1969).

В Семеновской синклинали, в пределах ее юго-западной центриклинали, фиксируется крупное Каменское поднятие размером 2,5×8 км по изогипсе —9,5 км. Оно проявляется и в неогеновых отложениях.

Структурные элементы, прослеженные по поверхности палеозойского комплекса пород, достаточно четко проявляются и в мощностях мезозойских отложений (рис. 2). Мощности мезозойских отложений возрас-

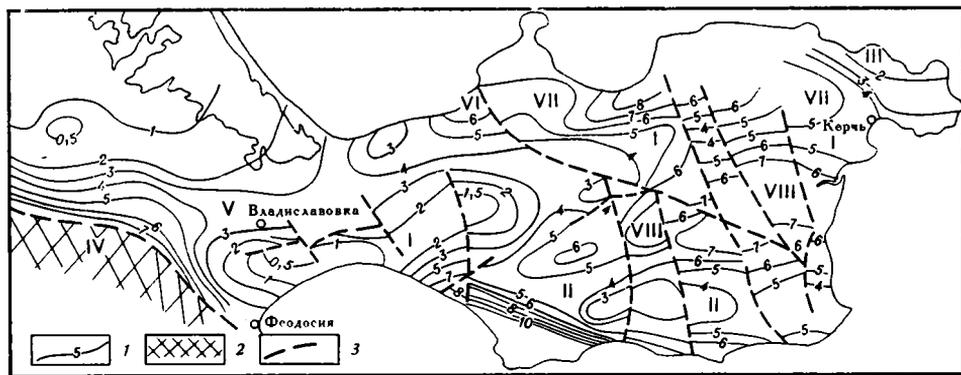


Рис. 2. Схематическая карта мощностей мезозойских отложений Керченского полуострова. 1 — изогипсы в км, 2 — участок максимальных мощностей, 3 — сбросы. Основные структурные элементы (I—VIII) те же, что и на рис. 1

тают в ядрах синклиналий и сокращаются на антиклиналях, что указывает на формирование складчатых структур в мезозойское время.

На территории развития Белогорского прогиба и Семеновской синклинали наблюдается несколько повышенное магнитное поле с отдельными изометричными аномалиями. Такой характер поля в Равнинном Крыму обусловлен эффузивными породами, развитыми в аргиллитовой толще нижнего мела. Вероятно, Белогорский прогиб и Семеновская синклиналь выполнены преимущественно мощной толщей аналогичных ниж-

немеловых осадков. По мере приближения к Восточно-Крымскому синклинирию возрастают мощности триасово-юрских отложений, а в его пределах, вероятно, превышают 10 км. Мощности триасово-юрских отложений возрастают и в юго-восточном направлении, а в ядрах синклиналей, возможно, увеличиваются мощности меловых и палеогеновых отложений.

Структурные построения по поверхности палеозойского комплекса пород и приведенный анализ мощностей мезозойских отложений позволяют решить вопрос о взаимоотношении структур Горного Крыма и Западного Кавказа. Мезозойские структуры Керченского полуострова — продолжение структур Западного Кавказа. В частности, Керченской антиклинали соответствует Гойтхский антиклинорий Западного Кавказа, Сокольской и Керченской синклиналям — Новороссийский и Абино-Гунайский синклинирии (рис. 3). Интенсивное непрерывное увеличение

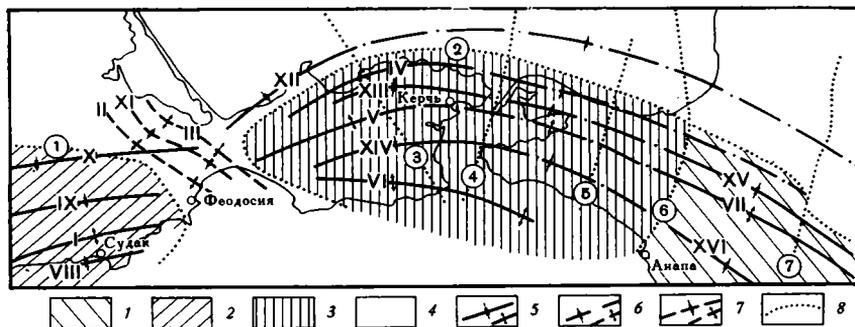


Рис. 3. Тектоническая схема Керченского полуострова и прилегающей территории. 1 — мегантиклинорий Западного Кавказа, 2 — мегантиклинорий Горного Крыма, 3 — погруженная часть мегантиклинория Западного Кавказа, 4 — Скифская плита, 5 — мезозойские структуры, 6 — предполагаемое продолжение мезозойских структур Керченского полуострова к востоку, 7 — палеозойские структуры, 8 — глубинные и региональные разломы типа шовных зон и сбросов. Антиклинальные структуры: (цифры на схеме): I — Туакский антиклинорий, II — Петропавловская антиклиналь, III — Шубинская антиклиналь, IV — Камышинско-Тарханская антиклиналь, V — Керченская антиклиналь, VI — Марьевская антиклиналь, VII — Гойтхский антиклинорий. Синклинальные структуры: VIII — Судакский синклинирий, IX — Восточно-Крымский синклинирий, X — Белогорский прогиб, XI — Владиславовская синклиналь, XII — Семеновская синклиналь, XIII — Керченская синклиналь, XIV — Сокольская синклиналь, XV — Абино-Гунайский синклинирий, XVI — Новороссийский синклинирий. Разломы: 1 — Симферопольский, 2 — Абинский, 3 — Горностаевский, 4 — Керченский, 5 — Вышестеблевский, 6 — Джигитинский, 7 — Гостаевский

мощностей мезозойских отложений к востоку от Тамбовского поднятия в сторону мегантиклинория Западного Кавказа указывает на то, что территория Керченского полуострова в мезозойское время входила в состав геосинклинали Большого Кавказа.

Мезозойские структуры Западного Кавказа и Горного Крыма в пределах суши разделены участком Скифской плиты, в фундаменте которой прослежены герцинские структуры северо-западного простирания. Они выражены выступами на северном и усложнением строения на южном бортах Белогорского прогиба (Петропавловский, Шубинский и Сенной выступы).

В настоящее время еще трудно судить об истории геологического развития Керченского полуострова, не зная мощностей глубоких горизонтов осадочной толщи. Но уже можно высказать следующее предположение. В триасово-юрское время в пределах Керченского полуострова располагалась западная центриклиналь Кавказской геосинклинали, на

юго-западе полуострова — Крымская геосинклиналь. Геосинклинали разделялись приподнятым участком Скифской плиты, примыкающим с юго-востока к Северо-Крымскому срединному массиву (Муратов и др., 1968). В пределах геосинклиналей накопилась мощная толща триасово-юрских осадков. Не исключено, что в отдельные периоды развития они объединялись. В конце юрского и в начале нижнемелового времени в геосинклиналях происходило формирование современных структурных форм. В складкообразование были вовлечены прилегающие склоны Скифской плиты, на которой и частично на краях геосинклиналей формируются Белогорский прогиб и Семеновская синклиналь. В них накопилась мощная толща нижнемеловых отложений. Осадконакопление сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью. В этот период Крымская и Кавказская геосинклинали представляли собой единый бассейн.

В верхнемеловое время большинство из антиклиналей, вероятно, были сухей, а в синклиналях продолжалось осадконакопление. Особенно большая мощность (около 5 км) верхнемеловых отложений установлена в Новороссийском синклиории (Геология СССР, т. IX, 1968).

К концу верхнемелового и в палеоцен-эоценовое время, вероятно большая часть территории была выравнена. В олигоцен-миоценовое время формируются Индоло-Кубанский и Керченско-Таманский прогибы. Индоло-Кубанский прогиб перекрывает мезозойские структуры Керченского и Таманского полуостровов. Ось его совпадает с осью погребенных Белогорского прогиба и Семеновской синклинали. Керченско-Таманский прогиб — составная часть Индоло-Кубанского, образовался в результате более интенсивного погружения участка, ограниченного Горностаевским и Вышестеблиевским поперечными разломами. В осадочной толще разломы сопровождаются поперечными структурами типа флексур. Они довольно хорошо изучены на Западном Кавказе (Джигитинская, Гоставевская и др.), где получили наименования структур «антикавказского» направления. Горностаевская структура, зафиксированная в меловых отложениях сейсморазведочными работами, относится также к этому типу структур.

В миоценовое время формируются структуры верхних горизонтов осадочной толщи. Они образуются под действием общих планетарных напряжений, а также в результате оползания осадков на крутых склонах мезозойских антиклиналей. С последним процессом, по нашему мнению, связано широкое развитие на Керченском полуострове диапиризма и грязевого вулканизма.

Литература

- Головинский В. И., Маливицкий Я. П., Милашин А. П. Некоторые данные о геологическом строении зоны сочленения Горного Крыма и Кавказа.— В сб.: Морская геология и геофизика, вып. 1. Рига, «Зинатис», 1970.
Геология СССР, т. VIII, IX. «Недра», 1969, 1968.
Муратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный Л. Г., Черняк Н. И. Строение складчатого основания Равнинного Крыма.— Геотектоника, 1968, № 4.

УДК 551.248.2 : 551.243.4 (575.3)

С. Ф. СКОБЕЛЕВ, П. В. ФЛОРЕНСКИЙ

**ГОЛОЦЕНОВЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ
И ОПОЛЗНИ В ВАХШСКОЙ НАДВИГОВОЙ ЗОНЕ**

Вдоль долины р. Сурхоб по северному склону хр. Петра Первого проходит Вахшская надвиговая зона. Современная структура района в значительной степени определяется характером постпозднеплейстоценовых тектонических деформаций. Формирование оползней на северном склоне хр. Петра Первого непосредственно связано с тектоническими подвижками, возникающими в обстановке субмеридионального стресса.

Долина р. Сурхоб совпадает с резкой геологической границей: правый борт — Картегинский хребет — сложен метаморфическими и магматическими протерозойскими и палеозойскими породами, разбитыми на отдельные блоки, левый — хр. Петра Первого — осадочными толщами мезозоя — кайнозоя. Последние интенсивно дислоцированы и образуют сложную складчато-разрывную структуру. Вдоль левого борта долины Сурхоба и примерно параллельно его руслу проходит Вахшский надвиг И. Е. Губина (1960), отчетливо выраженный в геологической структуре только в восточной части хребта, и который следует понимать как сложнопостроенную складчато-надвиговую зону, охватывающую весь южный борт долины р. Сурхоб до водораздела хр. Петра Первого (рис. 1).

Высокая сейсмичность долины Сурхоба (Губин, 1960; Багдасарова, Кузьмина, 1961; Введенская, 1961) говорит о значительной тектонической активности в современную эпоху, а общий характер геологических структур позволяет предположить продолжение процессов надвигания и поныне. В связи с этим рассмотрен характер голоценовых тектонических деформаций в Вахшской надвиговой зоне, в особенности в ее фронтальной части.

Восточнее кишлака Кошкал левый борт долины р. Сурхоб представляет собой серию надвиговых чешуй фронтальной части Вахшского надвига (Губин, 1960), одна из которых сложена сеноман-сантонскими породами (светло-зеленые мергели с прослоями гипсов, серые и черные, редко бурые глинистые сланцы с пластиами известняков). Аналогичными отложениями сложен цоколь правобережной 6-метровой позднеплейстоценовой террасы. Акумулятивный чехол ее представлен палево-серыми галечниками, которые образуют вал высотой 4—5 м, проходящий вдоль бровки террасы. Галечники круто, под углом 50°, наклонены к северо-западу (аз. пад. 330°) и оборваны взбросом, выраженным в рельефе уступом; при этом южное крыло поднято на 4—5 м.

Западнее кишлака Кошкал на правом берегу р. Сурхоб верхнемеловые черные битуминозные известняки образуют пологую мульдугу. На них залегают верхнемеловая (сеноман-сантонская?) пестроокрашенная глинисто-гипсоносная пачка, смятая в мелкие складки волочения. Неровная плоскость контакта падает под углом 4—5° на юго-восток (аз. 150°), породы по ней раздроблены. В 26-метровом обрыве верхнеплейстоценовой террасы хорошо видно, что эти же отложения сеноман — сантона (?)

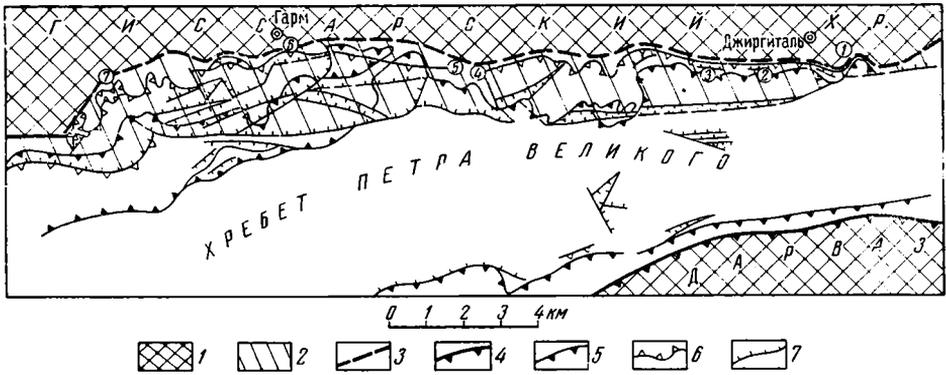


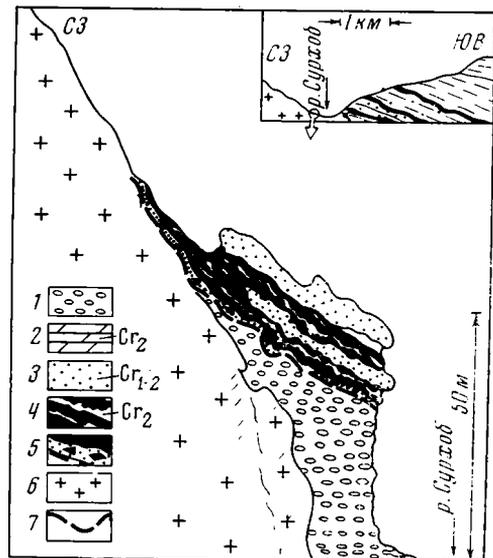
Рис. 1. Структурно-геологическая схема хр. Петра Первого. 1 — внешнее обрамление — протерозойско-палеозойские массивы Южного Тянь-Шаня и Северного Памира; 2 — Вахшская надвиговая зона — мел-палеогеновые отложения; 3 — фронт Вахшской надвиговой зоны; 4 — Северо-Памирский надвиг; 5 — основные надвиги, образующие чешуйчатую структуру хр. Петра Великого; 6 — голоценовые надвиги; 7 — сбросовые уступы, осложняющие надвиговую структуру.

Цифры в кружках — местоположение структур, описанных в тексте: 1 — Кошкал; 2 — Утол-Боло; 3 — Канишибек; 4 — Куглик; 5 — Шомар; 6 — Рунов; 7 — Оби-Лурд

перекрывают также горизонтально слоистые палево-серые галечники ее аккумулятивного чехла и палеозойские гранитоиды цоколя (рис. 2).

Порознь эти структуры не интерпретируются однозначно. Однако учитывая то, что по простиранию они продолжают друг друга и пространственно приурочены к одной и той же надвиговой пластине, их можно рассматривать как обрушившийся в результате сейсмического толчка «козырек» надвига.

Рис. 2. Надвиг на правом берегу р. Сурхоб против кишлака Кошкал 1 — верхнечетвертичные галечники; 2 — карбонатные породы верхнего мела; 3 — верхнемеловые песчаники и алевролиты; 4 — верхнемеловые глинистые сланцы с гипсами; 5 — тектоническая брекчия; 6 — палеозойские гранитоиды; 7 — разрывы. На врезке — схематический профиль через долину р. Сурхоб у кишлака Кошкал. Условные обозначения те же, что и на основном рисунке



Далее на запад, в 5 км к востоку от кишлака Куглик, в промоине над дорогой Гарм-Таджикабад обнажается толща гипсов (верхняя юра?), на которую несогласно налегают красноцветные песчаники и алевролиты нижнего мела (баррем — апт?), нарушенные рядом пологих разрывов, падающих на юго-восток под углами 40—50°. Несколько выше границы гипсов и песчаников на высоте около 25 м над руслом р. Сурхоб наблю-

дается линза галечников, являющаяся, по-видимому, останцом позднеплейстоценовой террасы. Галечники состоят из хорошо окатанных обломков палеозойских гранитоидов и нижнемеловых песчаников и наклонены к юго-востоку под углом в 30° .

Еще западнее, ниже бровки поверхности, на которой расположены три озера, самое крупное из которых оз. Шомар, по данным Т. П. Ивановой, проходит современный надвиг. Он выражен поперечным полутора-метровым уступом в тальвегах саев и резким перегибом на склоне. В коренных отложениях он прослеживается как малоамплитудный послонный срыв в сеноманских отложениях. Аналогичный надвиг прослеживается в 1,5 км южнее пос. Рунов.

Продолжение процесса надвигания до настоящего времени подтверждается результатами повторных геодезических измерений в Гармском районе, проводимых с 1948 по 1970 г. Установлено надвигание северного склона хр. Петра Первого на северо-запад (аз. 316°) со скоростью около 16 мм/год по горизонтали и вчетверо меньше по вертикали (Конопальцев, 1971). Отмечавшаяся при этом сдвиговая подвижка северо-восточного направления по времени совпадала с Хаитским землетрясением 1949 г. Все вышесказанное позволяет предположить, что на формирование голоценовой структуры долины р. Сурхоб существенно влияли горизонтальные сжимающие напряжения, действующие и сейчас.

Обращает на себя внимание такая характерная особенность рельефа северного склона хр. Петра Первого, как широкое развитие сейсмогенных оползней, рвов и уступов. Прямой связи оползней с определенными литологическими разностями пород не наблюдается. Они расположены на разных гипсометрических уровнях и на разном расстоянии от русла р. Сурхоб, образуя ряд ступеней, очень непротяженных, часто наклоненных на северо-восток, т. е. вверх по течению р. Сурхоб, на $5-10^\circ$ или в сторону водораздела — на $1-2^\circ$. При объединении отдельных оползневых тел в сбросо-оползневые зоны выявляется их протяженность вдоль долины р. Сурхоб и приуроченность стенок отрыва оползней к выходам плоскостей взбросов и надвигов, осложняя морфологию надвиговых чешуй (рис. 1).

Вблизи пос. Джаргиталь, где к самому урезу воды подходит серия надвиговых чешуй фронтальной части Вахшского надвига, наблюдается оползневое смещение верхнеплейстоценовой террасы, выраженное дополнительной ступенью. При этом, если тело оползня попадает в зону эрозии реки, оно почти мгновенно уничтожается. Однако на более высоких, среднеплейстоценовых уровнях оползневые тела, образующие террасы, отчетливо выражены.

На западе, в Гармском районе, средне- и позднеплейстоценовые полигенные поверхности выравнивания северного склона хр. Петра Первого имеют характерную оползневую морфологию. Оползни сложены верхнемеловыми (сеноманскими) глинистыми сланцами и известняками, мощность их, как правило, 200—300 м. Обычно они расположены гипсометрически несколько ниже выходов плоскостей пологих малоамплитудных (до первой сотни метров) надвигов, прослеживаемых в коренной структуре, которые связаны с пластическим течением и выжиманием верхнемеловых пород.

При этом следует подчеркнуть, что рвы и уступы располагаются не только в тыловой части оползня. Оползневые тела в значительной мере определяют современную морфологию Сурхобской долины и оказываются непосредственно связанными с коренной надвиговой структурой северного склона хр. Петра Первого. Подобные зоны нарушений прослеживаются и далее на запад вдоль Вахшского хребта, в Вахшской надвиговой зоне. Вероятно, образование по крайней мере части оползней связано с возникновением растяжения во фронтальной части аллохтона и обрушением последнего на более низкий гипсометрический уровень. По-

добный механизм формирования оползней в областях высокой сейсмической активности в результате тектонических деформаций описан А. В. Лукьяновым (1965) и Г. Н. Пшениным (1973).

При сравнении морфологии северного и южного борта долины р. Сурхоб три особенности последнего обращают на себя внимание: 1 — отсутствие или значительная редуцированность аккумулятивных позднеплейстоценовых террас; 2 — примерно в 2 раза большая глубина позднеплейстоценовых и голоценовых эрозионных врезов; 3 — отсутствие оползневых тел вблизи уреза воды, но прекрасная их сохранность вдали от зоны боковой эрозии р. Сурхоб или на северном берегу, как это имеет место против кишлака Кошкал.

Общий характер тектонических деформаций северных склонов хр. Петра Первого и Дарвазского, сохранность позднеплейстоценовых террас на северных бортах долин Сурхоба и Хингоу, сохранность оползней на более высоких эрозионно-денудационных уровнях даже в тех местах, где река активно подмывает берег, наводят на мысль о выносе материала, обрушившегося при надвигании, рекой, в результате чего оползневые тела не сохраняются. Это не покажется невероятным, если учесть, что в среднем течении Вахша за одну секунду через его живое сечение проносится около двух тонн различных взвешенных частиц.

Воздымание и надвигание хр. Петра Первого на север в результате субмеридионального сжатия сопровождается процессом гравитационного растяжения фронтальной части надвигов, разряжающегося обрушением аллохтона и оползанием его в долину в виде обвалов и оползней, откуда материал уносится рекой и откладывается Вахшем и Амударьей за сотни и тысячи километров.

Таким образом, намечаются три последовательные стадии процесса: 1 — постепенное надвигание аллохтона; 2 — обрушение и оползание висячего крыла надвига, опускание его в долину; 3 — размыв и вынос материала. В результате надвиговые козырьки сохраняются очень недолго. Естественно, что изменения в режиме одной из этих стадий повлекут за собой изменение характера и режима других.

При изучении Альп и Большого Кавказа было показано, что с надвиганием горных масс и их разрушением связано образование флиша перед фронтом надвига (Пейве, 1965; М. Леонов, 1970); общеизвестна связь молассовых толщ с горообразованием. По-видимому, следует признать реальным формирование осадков при разрушении надвигающихся горных масс, когда образующийся обломочный материал вблизи не отлагается, а выносится реками за сотни и даже тысячи километров.

Литература

- Багдасарова А. М., Кузьмина Н. А.* Сейсмичность Гармской зоны. Землетрясение в СССР. «Наука», 1961.
- Введенская Н. А.* Землетрясения Средней Азии. Землетрясения в СССР. «Наука», 1961.
- Губин И. Е.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). Изд-во АН СССР, 1960.
- Конопальцев И. М.* Движение земной коры на Гармском полигоне по измерениям 1948—1970 годов.— Геотектоника, 1971, № 5.
- Леонов М. Г.* О разрушении фронтальной части надвига.— Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 3.
- Лукьянов А. В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. «Наука», 1965.
- Пейве А. В.* Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности.— Геотектоника, 1965, № 5.
- Пшенин Г. Н.* Развитие рельефа фронтальных частей новейших надвигов горного обрамления Ферганы.— Геоморфология, 1973, № 2.

УДК 551.248.2(234.851)

В. И. АСТАХОВ

**ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ НОВЕЙШЕГО ТЕКТОГЕНЕЗА
СЕВЕРНОГО УРАЛА**

Методом картирования поверхностей мезорельефа установлено блоковое строение Северного Урала, подсчитаны амплитуды новейших поднятий. Особенности новейшей структуры объясняются горизонтальным сжатием в зоне контакта докембрийской и эпигерцинской платформ.

Общие представления о мезозойско-кайнозойской тектонике Северного Урала сложились еще в 20—40-х годах на основе редких маршрутных наблюдений. Приоритет имеет идея В. А. Варсанюфьевой (1929) о медленном прерывистом эпейрогенезе на севере Уральской области сноса, начиная с конца палеозоя. Позднее С. Г. Бочем и И. И. Красновым (1951) была выдвинута альтернативная концепция, согласно которой Северный Урал в мезозое и кайнозое подвергался интенсивным блоковым деформациям. На карте новейшей тектоники СССР 1959 г. под ред. Н. И. Николаева и С. С. Шульца этот район изображен уже в виде серии складок основания с амплитудой вертикального смещения донегеновой поверхности до 500 м. Еще меньшие амплитуды новейших поднятий показаны на карте новейшей тектоники Урала (В. Сигов, 1967). В отношении происхождения молодых структурных форм большинство авторов придерживается концепции их унаследованности от герцинского тектонического плана, а широтное расположение очагов неотектонической активизации на Урале объясняется либо ундуляцией шарнира мегаскладки основания (С. С. Шульц), либо влиянием догерцинского структурного плана (Н. Г. Чижова).

Противоречивость и недостаточная конкретность имеющихся схем мезозойско-кайнозойской тектоники Северного Урала обусловлены спецификой объекта исследования. Дело в том, что обычный структурно-фациальный анализ мало пригоден для изучения тектонически молодых областей сноса ввиду ограниченного развития соответствующих осадков. Постгеосинклинальные деформации зафиксированы в разрезе лишь в локальных зонах погружения и седиментации, а господствующие положительные дислокации отражены только в морфотектонике — тектоногенных формах деструктивного рельефа. Поэтому структурно-фациальный анализ постгеосинклинальных отложений дает лишь общую схему истории области сноса, а конкретные амплитуды и структурные формы молодых движений могут быть установлены только путем анализа деструктивного рельефа. Изученность же рельефа и коррелятных ему осадков на Северном Урале до последнего времени далеко отставала от изученности пород палеозойского субстрата.

Широкое развитие в последние 10 лет поисково-съёмочных работ, в том числе бурения, а также появление материалов аэрофотосъёмки позволили получить данные, достаточные для пересмотра существующих схем. В настоящей работе кратко изложены основные итоги площадного исследования новейшей структуры участка Уральского хребта между 62

и 64° с. ш., проводившегося автором в 1964—1970 гг. в процессе средне- и крупномасштабной геологической съемки.

Исходные данные были получены путем анализа деструктивного рельефа и сопоставления его с разрезом мезозоя и кайнозоя Северо-Сосьвинского буроугольного бассейна (Лидер, 1964). Исследование деструктивного рельефа производилось методом картирования поверхностей мезорельефа, т. е. генетических разновидностей поверхностей разновозрастных эрозионных циклов (Астахов, 1972). В отличие от обычно составляющихся карт поверхностей выравнивания карты поверхностей мезорельефа отражают не только субгоризонтальные площадки, но и все остальные типы склонов разного возраста. Это дает возможность уверенного выделения локальных блоковых форм.

В исследованном районе установлены четыре цикловых генерации поверхностей мезорельефа, возраст которых определяется сопоставлением с разрезом мезо-кайнозоя зауральских грабен. К I циклу относятся фрагментарные площадки на вершинах монадноков, вероятно, ранние или среднемеозойские. Поверхности регионального пенеппена II цикла имеют, по-видимому, мел-палеогеновый возраст. Широкие горные долины и предгорные депрессии «незавершенного пенеппена» образуют поверхности III, поздний олигоцен — плиоценового цикла. К IV циклу, начавшемуся в позднем плиоцене, относятся узкие горные долины и крутые тектонические уступы. Эти цикловые поверхности, хорошо сопоставляющиеся с поверхностями Среднего Урала (Сигов, 1968), образуют «стратиграфическую колонку» деструктивного рельефа. Прослеживание указанных поверхностей по площади путем наземных наблюдений и дешифрирования аэрофотоснимков дает картину новейших дислокаций.

С неотектоническим этапом в обычном понимании (Николаев, 1962) связаны только поверхности III и IV циклов, несущие следы дифференцированных подвижек. Им коррелятны континентальные грубообломочные толщи позднего олигоцена — плейстоцена. Более древние поверхности I и II циклов образованы в существенно иных условиях, когда региональные сводовые поднятия прерывались длительными эпохами стабилизации (Варсанофьева, 1929). Донеотектоническим поверхностям I и II цикла коррелятны морские тонкозернистые мезозойско-палеогеновые осадки Зауралья.

Таким образом, репером для отсчета амплитуд вертикальных смещений новейшего времени являются довернеолигоценные поверхности II цикла. Величины новейших вертикальных смещений устанавливаются путем сравнения современной и теоретически вычисленной высот довернеолигоценного пенеппена.

Как видно из результирующей схемы (рис. 1), на большей части исследованного района суммарные амплитуды новейших поднятий действительно не превышают 500 м, однако в северной части горной полосы устойчиво преобладают поднятия с амплитудой более 500 м. При этом увеличение амплитуд с юга на север происходит скачкообразно, что объясняется блоковым характером новейшей структуры Северного Урала. Пологие изгибы маркирующей поверхности II цикла не превышают первых десятков метров и малозаметны на фоне грандиозных тектонических уступов, ограничивающих горные глыбы. Увеличение амплитуд поздних олигоцен-плейстоценовых поднятий с юга на север от 400—500 до 1000—1100 м особенно хорошо прослеживается по западной границе гор (ЗГГ). Высота тектонического уступа ЗГГ возрастает от 200—300 м в истоках Печоры до 800 м у устья р. Тельпос.

Новейшая структура Северного Урала в мелком масштабе определяется тремя крупными тектоническими швами субмеридионального простираения, делящими территорию на блоки первого порядка. Наиболее изучен разлом, отделяющий орографический Урал от Западно-Сибирской низменности, так называемый палеозойский уступ (ВГУ на

ского надвига, установленного О. А. Кондияйном. Этот разлом прекрасно выражен в рельефе в виде резкого уступа, рассеченного ущельями и окаймленного сложными конусами выноса. Н. Г. Чижова (1967) сообщает, что аналогичный уступ с кайнотипной брекчией трения в подошве ограничивает с запада горное сооружение Полярного и Приполярного Урала. Представление о литоморфном характере этой границы (Варсанофьева, 1954) опровергается как бесспорными геоморфологическими признаками молодого разрывного смещения, так и тем, что резкая разница в литологии по обе стороны ЗГГ наблюдается не всегда. В частности, на северном скате горы Тельпос-Из фронтальный уступ сложен не только кварцитами нижнего ордовика, но и слабоустойчивыми сланцами хыдейской свиты. Часто отмечаемая разница в литологии по обе стороны ЗГГ является таким же следствием крупного разрывного смещения, как и разница в рельефе.

Возобновление смещений в зоне позднегерцинского надвига, судя по развитию тектонических уступов III цикла, относится, вероятно, к позднему олигоцену. С особо силой подвижки вдоль ЗГГ проявились в позднем плиоцене — плейстоцене, когда наиболее выдвинутые к западу сегменты Центрально-Уральского антиклинория подверглись раздроблению на дифференцированно поднимающиеся «клавишные» блоки (рис. 1, 2). На этих блоках и сформировался характерный для Приполярного Урала альпийский рельеф.

Граница Урала с Печорской низменностью (ЗГУ) в дочетвертичное время, очевидно, была малозаметна, так как позднеплиоценовые переуглубленные долины одинаково прослеживаются на обе ее стороны. В настоящее время это невысокий уступ, рассеченный эрозионными долинами, в которые вложены среднечетвертичные морены. Из этого следует, что ЗГУ оформилась в виде тектонического уступа скорее всего в раннем плейстоцене.

Мелкие разрывные нарушения ограничивают блоки второго и третьего порядка, среди которых преобладают ступенчатые и линейные горсты, развитые в основном к северу от р. Ук-Ю (массивы Тельпос-Из, Кожим-Из, Уйтым-Ньер). Хотя в герцинской структуре резко преобладают меридиональные простирания, среди активизированных разломов весьма обычны субширотные и северо-западные направления. Молодые смещения наблюдаются далеко не по всем древним меридиональным разломам. Чаще подвижки фиксируются по трещинам с падением плоскости сместителя на восток. Основное количество «оживших» в новейшее время разломов приурочено к субширотной зоне максимальных амплитуд новейших поднятий на севере района. Интересно, что меридиональные тектонические уступы почти всегда выклиниваются с севера на юг по простиранию зон разрывных нарушений, в то время как сами разломы продолжают прослеживаться в разрезе палеозоя. Выборочная активизация хорошо иллюстрируется также примером с гранитоидными интрузиями. Гранитный массив Илья-Из, расположенный в очень мобильной зоне вблизи регионального надвига ЗГГ, испытывает интенсивное поднятие, фиксирующееся antecedentными каньонами по краям интрузии. Вдали от надвиговой зоны другие гранитоиды (массив Мань-Хамбо) не обнаруживают признаков дифференцированного поднятия, судя по однообразной высоте древних цикловых поверхностей как на границах, так и на вмещающих породах.

Эти факты указывают на то, что подновлялись далеко не все палеозойские ослабленные зоны, а лишь те из них, которые пространственно совпали с очагами неотектонических напряжений, зачастую имеющих субширотные простирания (Рождественский, 1963). Из схемы (рис. 1) видно, что план новейших деформаций существенно отличается от строго меридионального герцинского плана. В то же время наличие линейных горстов и субмеридиональных тектонических уступов демонстрирует зна-

рис. 1). История этого уступа известна с конца средней юры, когда у его подножья начали накапливаться терригенные толщи, выполняющие впадины Северо-Сосьвинского бурогоугольного бассейна (Лидер, 1964). Движения по этому шву с амплитудой вертикального смещения до 200 м возобновлялись в предсантонское время, а затем уступ был надолго стерт

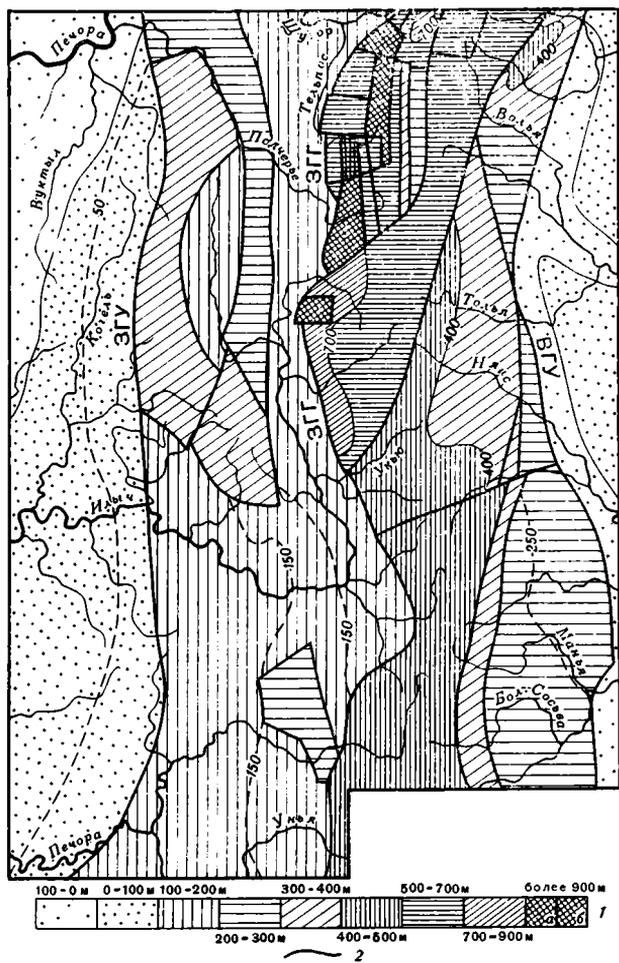


Рис. 1. Схема новейшей тектоники Печорского Урала 1 — ступени суммарных поднятий за поздний олигоцен-плейстоцен (а — максимально поднятые блоки, б — в том числе поднятые более чем на 100 м за поздний плейстоцен — голоцен); 2 — главные активизированные разломы. ЗГУ — западная граница Урала; ЗГГ — западная граница гор; ВГУ — восточная граница Урала

в рельефе и погребен под морскими верхний мел — палеогеновыми осадками. Смещения с амплитудой 100—150 м возобновились в позднем олигоцене. Наибольшая активность этого шва связана с плейстоценовыми подвижками, когда в приразломных грабенах были смяты ледниковые отложения (Лидер, 1964). Секущие «палеозойский уступ» antecedentные каньоны свидетельствуют о его поднятии на 50—80 м только за поздний плейстоцен-голоцен.

Весьма важную роль в новейшей структуре играет разлом по западной границе гор (ЗГГ), примерно совпадающий с линией позднегерцин-

ского надвига, установленного О. А. Кондаином. Этот разлом прекрасно выражен в рельефе в виде резкого уступа, рассеченного ущельями и окаймленного сложными конусами выноса. Н. Г. Чижова (1967) сообщает, что аналогичный уступ с кайнотипной брекчией трения в подошве ограничивает с запада горное сооружение Полярного и Приполярного Урала. Представление о литоморфном характере этой границы (Варсановьева, 1954) проверяется как беспорными геоморфологическими признаками молодого разрывного смещения, так и тем, что резкая разница в литологии по обе стороны ЗГГ наблюдается не всегда. В частности, на северном скате горы Тельпос-Из фронтальный уступ сложен не только кварцитами нижнего ордовика, но и слабоустойчивыми сланцами хыдейской свиты. Часто отмечаемая разница в литологии по обе стороны ЗГГ является таким же следствием крупного разрывного смещения, как и разница в рельефе.

Возобновление смещений в зоне позднегерцинского надвига, судя по развитию тектонических уступов III цикла, относится, вероятно, к позднему олигоцену. С особо силой подвижки вдоль ЗГГ проявились в позднем плиоцене — плейстоцене, когда наиболее выдвинутые к западу сегменты Центрально-Уральского антиклинория подверглись раздроблению на дифференцированно поднимающиеся «клавишные» блоки (рис. 1, 2). На этих блоках и сформировался характерный для Приполярного Урала альпийский рельеф.

Граница Урала с Печорской низменностью (ЗГУ) в дочетвертичное время, очевидно, была малозаметна, так как позднеплиоценовые переуглубленные долины одинаково прослеживаются на обе ее стороны. В настоящее время это невысокий уступ, рассеченный эрозийными долинами, в которые вложены среднечетвертичные морены. Из этого следует, что ЗГУ оформилась в виде тектонического уступа скорее всего в раннем плейстоцене.

Мелкие разрывные нарушения ограничивают блоки второго и третьего порядка, среди которых преобладают ступенчатые и линейные горсты, развитые в основном к северу от р. Ук-Ю (массивы Тельпос-Из, Кожим-Из, Уйтым-Ньер). Хотя в герцинской структуре резко преобладают меридиональные простирания, среди активизированных разломов весьма обычны субширотные и северо-западные направления. Молодые смещения наблюдаются далеко не по всем древним меридиональным разломам. Чаще подвижки фиксируются по трещинам с падением плоскости сместителя на восток. Основное количество «оживших» в новейшее время разломов приурочено к субширотной зоне максимальных амплитуд новейших поднятий на севере района. Интересно, что меридиональные тектонические уступы почти всегда выклиниваются с севера на юг по простиранию зон разрывных нарушений, в то время как сами разломы продолжают прослеживаться в разрезе палеозоя. Выборочная активизация хорошо иллюстрируется также примером с гранитоидными интрузиями. Гранитный массив Илья-Из, расположенный в очень мобильной зоне вблизи регионального надвига ЗГГ, испытывает интенсивное поднятие, фиксирующееся antecedентными каньонами по краям интрузии. Вдали от надвиговой зоны другие гранитоиды (массив Мань-Хамбо) не обнаруживают признаков дифференцированного поднятия, судя по однообразной высоте древних цикловых поверхностей как на границах, так и на вмещающих породах.

Эти факты указывают на то, что подновлялись далеко не все палеозойские ослабленные зоны, а лишь те из них, которые пространственно совпали с очагами неотектонических напряжений, зачастую имеющих субширотные простирания (Рождественский, 1963). Из схемы (рис. 1) видно, что план новейших деформаций существенно отличается от строго меридионального герцинского плана. В то же время наличие линейных горстов и субмеридиональных тектонических уступов демонстрирует зна-

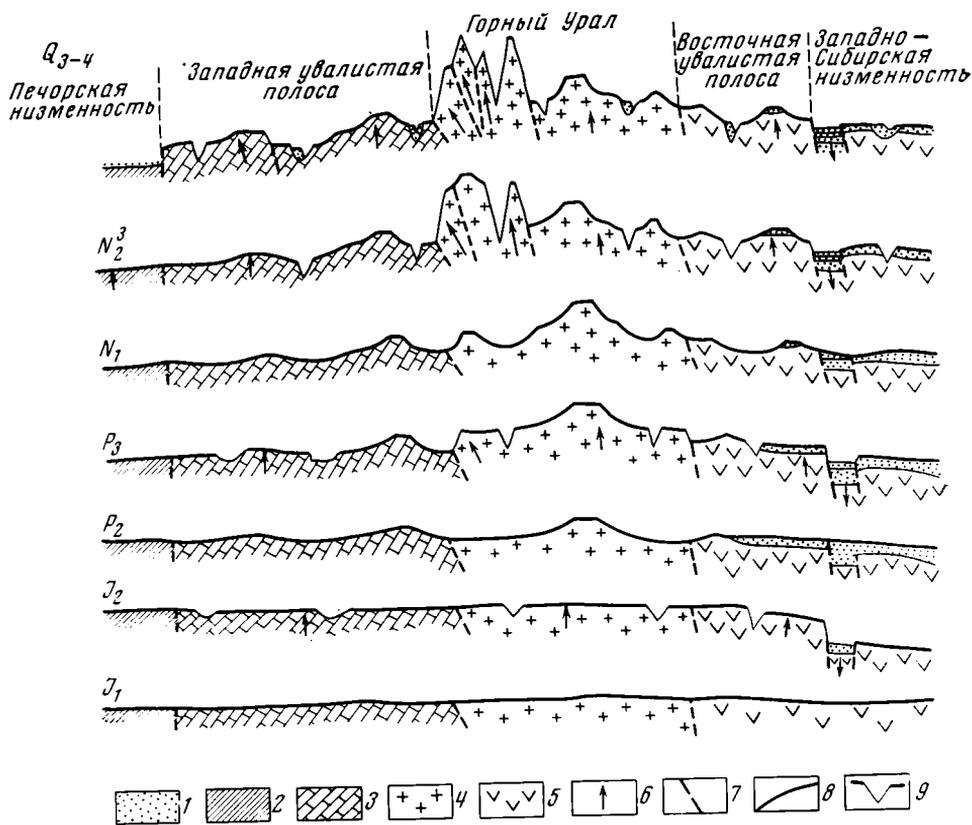


Рис. 2. Схема развития новейшей структуры Печорского Урала
 1 — рыхлые мезозойско-кайнозойские отложения; 2 — молассы Предуральского прогиба; 3 — карбонатные и терригенные породы Западно-Уральской миогеосинклинали; 4 — зеленокаменные толщи и гранитоиды Центрально-Уральского антиклинория; 5 — вулканогенно-осадочный комплекс Тагило-Магнитогорского синклиория Уральской эвгеосинклинали; 6 — направление тектонических движений; 7 — основные разломы; 8 — поверхности выравнивания; 9 — поверхности расчленения

чительное влияние структуры палеозойского субстрата на характер релаксации новейших напряжений. Аналогичное явление отмечается для Алданского нагорья, где «готовая сетка разломов, облегчая разрешение напряжений... придает вновь образующимся структурам «принудительные» очертания и искажает картину ореолов напряжений... Поэтому рисунки омоложенных разломов могут отчасти маскировать истинное, характерное простираение новых деформаций...» (Пиотровский, 1968, стр. 63). Учитывая также и тот факт, что линейная складчатость Северного Урала никак не отражается в новейших структурных формах, приходится заключить, что на уровне локальных тектонических форм (третьего и четвертого порядка) новейшая структура не обнаруживает унаследованности от герцинской.

Более отчетливо черты зависимости неотектоники от древнего тектонического плана проступают при рассмотрении структурных форм второго порядка. Давно известны приуроченность максимальных высот горного Урала к Центрально-Уральскому горст-антиклинорию, а западных предгорий — к Западно-Уральской миогеосинклинальной зоне (рис. 2). При этом западный фронтальный уступ горной полосы (ЗГГ) почти повсюду совпадает с западной надвиговой границей горст-антиклинория. Однако нетрудно заметить и резкие несовпадения орографических и

структурных элементов второго порядка. Так, блок горной полосы сложен не только комплексом пород Центрально-Уральского антиклинория, но и породами Тагило-Магнитогорского синклинория. Структуры Тагило-Магнитогорского синклинория, кроме того, входят в субстрат восточных предгорий Урала, а частично слагают погребенный фундамент Западно-Сибирской низменности. Пример с Тагило-Магнитогорским синклинорием показывает, что для новейшей тектоники существенное значение имеет не эвгеосинклиальный режим восточного склона Урала в палеозое, а наличие регионального разлома (ВГУ), разделившего в средней юре консолидированный синклинорий на два разнонаправленно двигающихся блока (см. рис. 2).

В свете изложенного представляется крайне сомнительной гипотезы полной унаследованности новейших тектонических движений от герцинского цикла, принимаемая многими геологами без обсуждения. Имеющиеся данные дают основание считать новейшую структуру Урала не полностью унаследованной, а зависимой в трактовке Н. И. Николаева (1962). В данном случае это означает, что меридиональные простирания многих активизированных разломов отражают не истинное направление новейших напряжений, а степень приспособления последних в процессе релаксации к готовой системе трещин жесткого палеозойского субстрата. Гораздо большая роль в новейшей структуре по сравнению с герцинской, которую играют субширотные и северо-западные направления, указывают на принципиальные изменения тектонического плана к концу палеозоя. О субширотной ориентировке ореолов новейших напряжений говорят не только возрастание амплитуд поднятий с юга на север, но также плане изгибы региональных разломов и быстрое выклинивание меридиональных тектонических уступов по простиранию (рис. 1).

Пространственными закономерностями не исчерпывается информация о происхождении новейшей структуры Северного Урала. Не менее важно проследить ее развитие во времени. Разрез коррелятных осадков зауральских грабенов (Лидер, 1964) и карты поверхностей деструктивного рельефа дают необходимый материал для восстановления постгеосинклиальной истории Северного Урала, основные вехи которой рассматриваются ниже.

Предыстория новейших движений с среднеюрско-раннеолигоценное время характеризуется общим сводовым поднятием западной окраины эпигерцинской платформы (I и II циклы). Судя по высоте денудационного уступа между опверхностями I и II циклов, амплитуда сводового поднятия достигала 300—400 м. Мезозойский свод был оборван на востоке региональным разломом (ВГУ), вдоль которого формировались аккумулятивные впадины Северо-Сосьвинского бурогоугольного бассейна (рис. 2).

Собственно новейшие (поздний олигоцен-плейстоценовые) поднятия, как и в других районах (Николаев, 1962), подразделяются на два крупных этапа, разделенных миоцен-раннеплиоценовым этапом стабилизации. К первому этапу относится общее поднятие Северного Урала в начале III цикла, сопровождавшееся выделением ускоренно поднимавшегося блока горной полосы. Это поднятие с амплитудой 300—400 м датируется поздним олигоценом. В это время ожили лишь наиболее крупные и глубоко проникающие разрывы, так как при сравнительно небольшой скорости движений консолидированный субстрат мог подвергаться и слабому изгибанию.

Основные и характерные признаки новейшей структуры Печорского Урала связаны с поздним плиоцен-плейстоценовым тектогенезом, характеризующимся локализацией очагов деформаций при возрастании скоростей движений. Благодаря быстрым поднятиям на севере горной полосы произошло интенсивное дробление западной окраины Центрально-

Уральского антиклинория на мелкие блоки, форма которых зависела от конфигурации сетки герцинских разломов. В течение поздний плиоцен-плейстоценового этапа наиболее активные блоки с альпийским рельефом вблизи надвиговой зоны ЗГГ были подняты на 700—800 м и продолжают подниматься в настоящее время.

Главная фаза поднятий этого этапа относится к позднему плиоцену — раннему плейстоцену, когда произошло отделение Урала от прилегающих низменностей и воздымание альпийских массивов (горы Тельпос-Из, Кожим-Из) на 400—500 м. Отсутствие эрозионных врезов между днепровской и московской моренами заставляет отвергнуть гипотезу Н. А. Сирина (1947) о крупном поднятии горной полосы в межледниковое время. Средний плейстоцен на севере Уральской области снова отличается относительной стабильностью. К такому же выводу пришла Н. Г. Чижова на материале Полярного Урала.

Возобновление активных подвижек в горах и по границам Урала с низменностями относится к позднему плейстоцену. Отдельные блоки севера Печорского Урала в позднем плейстоцене испытали максимальное поднятие — до 300—400 м (горсты Тельпос-Из, Кожим-Из), в то время как поднятия на большей части территории не превышали 50 м. Крупные позднеплейстоценовые поднятия хорошо диагностируются по свежим прямолинейным тектоническим уступам, почти не затронутым эрозией (хр. Уйтым-Ньер).

Интенсивные подвижки на севере горной полосы продолжаются и в голоцене. Здесь встречаются сартанские трогги, разорванные тектоническими уступами высотой до 30—50 м (истоки р. Мороя). Отсюда следует, что средняя скорость голоценового поднятия альпийских массивов достигает 3—5 мм/год, в то время как на остальной территории она на порядок ниже. Значительная мобильность прилегающих к региональным разрывам блоков подтверждается интенсивными селевыми выносами вдоль ЗГГ и известной 6-балльной сейсмичностью западного склона Урала.

Краткое рассмотрение особенностей новейшей структуры Северного Урала позволяет констатировать, что для мезозойско-кайнозойской истории региона характерны: 1) направленная эволюция тектонического режима с нарастанием темпа и дифференцированности движений — от сводовых эпйрогенических поднятий в мезозое до резко дифференцированных глыбовых подвижек орогенного типа в позднем плиоцене — плейстоцене (рис. 2); 2) миграция тектонических напряжений с востока на запад — в средней юре появилась трещина ВГУ, в позднем олигоцене выделился блок горной полосы и, наконец, в позднем плиоцене — плейстоцене произошло интенсивное растрескивание западной части горной полосы и образование уступа ЗГУ; эта закономерность подтверждается хорошо известной орографической асимметрией Урала — смещением линии максимальных высот к западу от главного водораздела; 3) локализация с течением времени максимума поднятий и их дифференцированности на севере горной полосы, увеличение мобильности наиболее выдвинутых к западу сегментов Центрально-Уральского антиклинория, приуроченных к падающей на восток плоскости регионального надвига ЗГГ.

Эти и другие упомянутые выше особенности новейшей структуры Северного Урала не получают исчерпывающего объяснения с позиций гипотез прямой унаследованности палеозойской тектоники и ундуляции шарнира мегаскладки основания. На наш взгляд, наиболее удовлетворительная интерпретация указанных выше фактов достигается путем привлечения механизма тангенциального давления. Прогрессирующее сжатие в зоне контакта докембрийской и эпипалеозойской платформ хорошо объясняет эволюцию мезозойско-кайнозойского тектогенеза, приведшую к образованию Уральской горной страны — «рубца» на стыке

двух платформ. Понятным становится усиление подвижек в позднем плиоцене — плейстоцене по надвигу ЗГГ. По этой схеме интенсивные молодые смещения западнее главного водораздела связаны с выдавливанием клиньев Центрально-Уральского антиклинория в полосе максимального тангенциального давления, обусловленного жестким упором докембрийского фундамента, который, по геофизическим данным, залегает в основании Западно-Уральской миогеосинклинальной зоны. Широкое расположение очагов новейшей активизации объясняется плановыми неровностями восточного края докембрийской платформы, обуславливающими неравномерное сжатие в зоне ее контакта с палеозойской складчатой системой.

В пользу гипотезы тангенциального сжатия свидетельствует и одна очень интересная особенность орографического плана Уральской горной системы. Дело в том, что в плане Северный и Полярный Урал выглядят в виде серии дуг большого радиуса, обращенных выпуклостями на запад. Это прекрасно видно на аэорадарных схемах и телевизионных космических снимках, а также на гипсометрических картах мелкого масштаба. Наиболее выпуклые части горных дуг отличаются наибольшими высотами и максимальной крутизной фронтальных уступов, в то время как вогнутые в плане тыловые части подняты гораздо меньше. В основании западных фронтальных уступов проходит линия регионального надвига, а вблизи нее наблюдается множество падающих к востоку плоскостей скола (массив горы Тельпос-Из). Интересно, что прямолинейный отрезок Уральского хребта (Средний Урал) отличается минимальными абсолютными отметками, а максимальные поднятия приурочены к дугообразным хребтам Приполярного и Южного Урала.

Различная плановая конфигурация хребтов обнаруживает корреляцию с возрастом рельефа: если на меридиональном Среднем Урале господствует пологосклонное холмогорье позднеолигоцен-неогенового и более древних циклов, то для горных дуг типичен резкий альпинотипный рельеф позднеплиоцен-плейстоценового цикла. Генетическое объяснение этому мы видим в том, что высоко поднятые дугообразные горные хребты с юным рельефом образовались в последнюю фазу новейшей активизации, когда тангенциальное сжатие настолько усилилось вдоль выступов докембрийской платформы на севере и юге Урала, что выдавливающиеся горные массы стали смещаться на запад по унаследованным надвиговым плоскостям. В относительно менее напряженной средней части Урала герцинские надвиги, вероятно, не подновлялись и альпинотипные горы не образовались.

Таким образом, последовательность тектонических событий мезокайнозоя в связи с нарастанием сжатия в зоне контакта геоблоков такова: изгибание западной части эпипалеозойской платформы с частичным растрескиванием в мезозое → в новейшее время выжимание вверх Центрально-Уральского антиклинория → смещение на запад по надвигам наиболее приподнятых частей антиклинория → растрескивание надвигающейся горной глыбы на «клавишные» блоки. Реальность тангенциального сжатия подтверждается непосредственными измерениями горного давления в шахтах восточного склона Среднего Урала. Здесь, в наименее мобильной части Уральского хребта, устанавливается, что «измеренные напряжения превышают расчетные: вертикальные в 1,5—4 раза, а горизонтальные — в 10—20 раз» (Трифонов и др., 1969, стр. 10). Авторы цитированной работы справедливо выдвигают горизонтальное сжатие в качестве основной причины антиизостатического поднятия Урала.

Принимая гипотезу тангенциального сжатия, мы получаем логичное решение проблемы сочетания в неотектонической структуре Урала унаследованных и новообразованных форм. Поскольку при горизонтальном сжатии консолидированной складчатой системы должны наследоваться преимущественно глубоко проникающие разрывы, близкие по направле-

нию к простирациям ореолов новых напряжений, понятно, почему в кайнозой в эпоху господствующих поперечных напряжений не развиваются меридиональные поверхностные складки и блоки третьего и четвертого порядков. Частичная унаследованность структурных форм второго порядка — горст-антиклинориев и грабен-синклинориев — объясняется тем, что они ограничены глубокими разрывными нарушениями, явившимися естественными путями разрядки тангенциального напряжения. На уровне форм первого порядка снова наблюдается слабое соответствие древнего и новейшего структурных планов. Поскольку орографический Урал занимает лишь западную окраину герцинского складчатого сооружения, большая часть которого глубоко опущена, трудно говорить о преемственности развития герцинской и современной горных систем. Совпадение их простираения весьма схематично: современный Урал имеет гораздо менее правильные очертания в плане, что хорошо видно по выклиниванию меридиональных структурно-формационных комплексов от Южного к Полярному Уралу. Сходство заключается лишь в том, что и древний и современный Урал в простирациях структурных форм существенно зависели от жесткого упора докембрийской глыбы на западе.

Литература

- Астахов В. И.* Новейшая тектоника Печорского Урала в связи с проблемами его ледниковой истории. Автореф. канд. дис., Л., 1972.
- Боч С. Г., Краснов И. И.* О происхождении ярусности рельефа Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 1.
- Варсановьева В. А.* Геоморфологический очерк бассейна Ыльча.— Тр. Ин-та по изуч. Севера. М., 1929, вып. 42.
- Варсановьева В. А.* О геоморфологии горных стран на примере Северного Урала.— Вспр. географии. М., 1954, сб. 36.
- Лидер В. А.* Геология Северо-Сосьвинского бурогоугольного бассейна. «Недра», 1964.
- Николаев Н. И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Пиотровский М. В.* Некоторые закономерности сводово-блоковой морфотектоники.— В сб.: Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. М., «Наука», 1968.
- Рождественский А. П.* Некоторые вопросы структурного и геоморфологического развития платформенных и складчатых областей в новейший тектонический этап.— В сб.: Проблемы неотектоники. М., 1964.
- Сигов А. П.* О некоторых вопросах геоморфологии и геологии рыхлых отложений Урала.— В сб.: Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа, 1968, сб. 2.
- Сигов В. А.* Карта новейшей тектоники Урала.— В сб.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., «Недра», 1967.
- Сирич Н. А.* О следах двух оледенений на Приполярном Урале.— Бюл. комис. по изучению четвертичного периода, 1947, № 10.
- Трифонов В. П., Влох Н. П., Алейников А. Л., Белавин О. В., Зубков А. В., Овчинникова Л. И.* Неотектоника Урала и ее соотношения с геофизическими аномалиями.— Геотектоника, 1969, № 6.
- Чижова Н. Г.* О новейшей тектонике Полярного Урала.— В сб.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., «Недра», 1967.

Лаборатория аэрометодов
Ленинград

Статья поступила
23 мая 1972 г.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.242.03:551.72(571.55)

Л. Ф. ДОБРЖИНЕЦКАЯ, В. С. ФЕДОРОВСКИЙ

СТРУКТУРА ДОКЕМБРИЙСКИХ ТОЛЩ НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ
ПОБЕРЕЖЬЕ оз. БАЙКАЛ

Метаморфические толщи, широко распространенные на северо-западном побережье оз. Байкал, по мнению большинства изучавших их геологов принадлежат единому нижнепротерозойскому комплексу. Авторы статьи провели структурно-геологические исследования в районе, охватывавшем побережье Байкала между устьями рек Рель (на севере) и Куркула (на юге) (рис. 1); новые фактические материалы о структурных особенностях докембрийских толщ указанного района позволяют не только по-новому осветить последовательность деформаций этих толщ и вскрыть истинную структуру, но могут помочь также объективному решению вопроса о возрастном разделении метаморфических толщ северо-западного Прибайкалья.

На всем протяжении байкальского побережья от устья р. Рель до устья р. Куркула (мыс Котельниковский) метаморфические породы заключены между массивами раннепротерозойских гранитоидов. Наиболее крупные выходы вмещающих пород известны на двух участках — в районе мыса Красный Яр и непосредственно на мысе Котельниковском, в устье р. Куркула. Полевые наблюдения, сопровождавшиеся специальным структурным изучением, свидетельствуют о том, что история развития структуры и характер метаморфизма докембрийских толщ на этих участках были различны.

В скальных обрывах мыса Красный Яр и близлежащего побережья Байкала обнажены главным образом зеленовато-серые хлорит-серицитовые сланцы по песчаникам, гравелитам, филлитам; первично-осадочная природа этих пород устанавливается без труда — хорошо различимы псаммитовая структура, горизонтально-косослоистые, а также ритмогенные текстуры, следы размывов и т. д. Часть пород возникла в результате метаморфизма эффузивов основного и среднего состава.

Тектоническая структура метаморфической толщи оформилась в результате четырех последовательно сменявших друг друга этапов деформаций. Первые структуры (F_1) представлены тесно сжатыми изоклинальными складками с острыми замками; длина складок (по осевой плоскости между противоположными замками) измеряется десятками метров, углы между крыльями равны 20—25°. Складки F_1 изгибают первично-осадочную слоистость (S_0) и в свою очередь несут единственную сланцеватость (S_1), параллельную их осевым плоскостям и выраженную ориентированным расположением хлорита и серицита. По этим же направлениям развиваются тонкие кварцево-карбонатные жилы. Слан-

цветатость S_1 пересекает деформированную слоистость в замках и параллельна ей на крыльях складок. Характерная особенность складок — отсутствие сланцеватости, параллельной первичной слоистости. Эти данные, а также пологое расположение осевых плоскостей (аз. прост. СВ $60-80^\circ$, угол $25-30^\circ$) и субгоризонтальное — шарниров (ЮЗ $235-250^\circ$, угол 8°) позволяют определить эту деформацию (D_1) как самую первую, синхронную с метаморфизмом и наложенную на ранее практически недеформированную и, по-видимому, субгоризонтально залегающую вулканогенно-осадочную толщу. Параллельно шарнирам складок F_1 развита минеральная линейность (L_1) по хлориту и серициту, а также грубая бороздчатость, возникшая в результате пересечения S_1 и S_0 . Необходимо заметить, что замки складок F_1 не всегда легко обнаружить из-за интенсивного развития сланцеватости S_1 , которая зачастую полностью маскирует слоистость. В то же время сама сланцеватость S_1 участвует в строении других складок, возникших в результате более поздних деформаций, что может создать ложное впечатление деформированной слоистости, якобы подчеркнутой метаморфическими минералами. На прежних геологических картах района именно сланцеватость S_1 изображалась как первичная слоистость, что автоматически исключало саму возможность обнаружения и изучения реальной структуры.

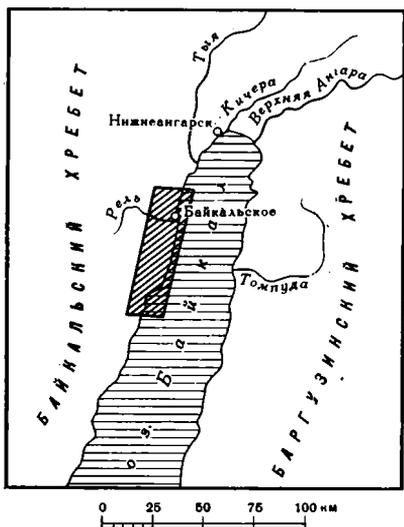


Рис. 1. Схема расположения района исследований (заштриховано)

Второй этап деформаций проявился в образовании асимметричных складок (F_2), изгибающих S_1 . В пределах конкретных обнажений это мелкие складки всегда с правым узором. Последнее обстоятельство может указывать на возможность существования крупных структур этого же этапа деформаций, которые не удалось наблюдать из-за ограниченных размеров исследованной площади и массивов гранитоидов, занимающих большие участки побережья. Установление крупных складок второго этапа возможно при продвижении на запад, в предгорья Байкальского хребта. Шарниры мелких складок погружаются на северо-восток $10-20^\circ$ под углом 40° . Параллельно осевым плоскостям складок развивается сланцеватость S_2 , выраженная тонким кливажом, который иногда сопровождается минерализацией (серицит). В отличие от S_1 сланцеватость S_2 развита локально — только в замках складок F_2 . Складки второго этапа деформируют кварцево-карбонатные жилы, первоначально ориентированные параллельно осевым плоскостям F_1 в то же время параллельно S_2 развиваются чисто карбонатные жилки, пересекающие кварцево-карбонатные жилы первого этапа.

Третий этап деформаций привел к образованию открытых симметричных складок с крутыми осевыми плоскостями и пологими шарнирами. Непосредственные соотношения складок F_3 и F_2 наблюдались в скалах мыса Красный Яр. Деформация F_3 устанавливается здесь по изгибу длинных крыльев складок F_2 . Однако из-за редкой встречаемости F_2 в большинстве случаев удается наблюдать соотношения S_1 и F_3 . Так происходит еще и потому, что сланцеватость S_1 вообще в данном районе выступает как основной, наиболее контрастный и легко картируемый структурный элемент.

Четвертый этап характеризует переход от пластической деформации в жесткую и выражен интенсивным развитием кинк-зон, пересекающих структурные элементы всех предыдущих этапов. Ширина таких зон достигает 10 см, а их протяженность — первых десятков сантиметров. Ориентировка кинк-зон постоянна: северо-западнее 300—310°, падение юго-западное под углами 50—70°. Параллельно кинк-зонам развит также грубый кливаж.

Изложенный материал однозначно показывает, что в пределах охарактеризованного участка региональный зеленосланцевый метаморфизм и пластические деформации 1-го и 2-го этапов были одновременными. Одноактный характер метаморфизма несомненен. В целом можно полагать, что этапы деформации, начинающиеся с возникновения изоклиналильных складок и заканчивающиеся кинк-зонами, также укладываются в единый, а в данном случае и единственный деформационный цикл (Миллер, 1972).

На втором участке, в скальных обрывах мыса Котельниковского, в районе устья р. Куркула, обнажены мигматизированные биотитовые гнейсы, содержащие подчиненные пласты амфибол-биотитовых гнейсов. Так же как и в районе мыса Красный Яр, метаморфическая толща здесь неоднократно деформирована, однако в отличие от первого участка можно выделить уже до шести этапов деформаций.

Первые из наблюдаемых структур представлены изоклиналильными тесно сжатыми складками с острыми замками, которые изгибают мигматитовую полосчатость и параллельную ей сланцеватость (S_1), выраженную биотитом и амфиболом. Шарниры складок крутые; параллельно их осевым плоскостям развивается новая сланцеватость (S_2), выраженная биотитом. Длина складок обычно до 1 м. Первыми эти складки названы здесь условно, так как они деформируют ранее возникшие мигматитовую полосчатость и сланцеватость, существование которых может служить признаком более ранней деформации толщи, расположенной в устье р. Куркула. В связи с этим становится ясным, что первые из наблюдаемых на мысе Котельниковском складок мы можем определить условно как F_2 в отличие от действительно первых складок F_1 мыса Красный Яр.

В результате следующего этапа деформаций были образованы близкие к изоклиналильным сжатые складки с округлыми замками F_3 . Складки этого этапа деформируют сланцеватость S_2 . Ширина складок погружается на северо-восток 30° под углом 40°, осевые плоскости падают на

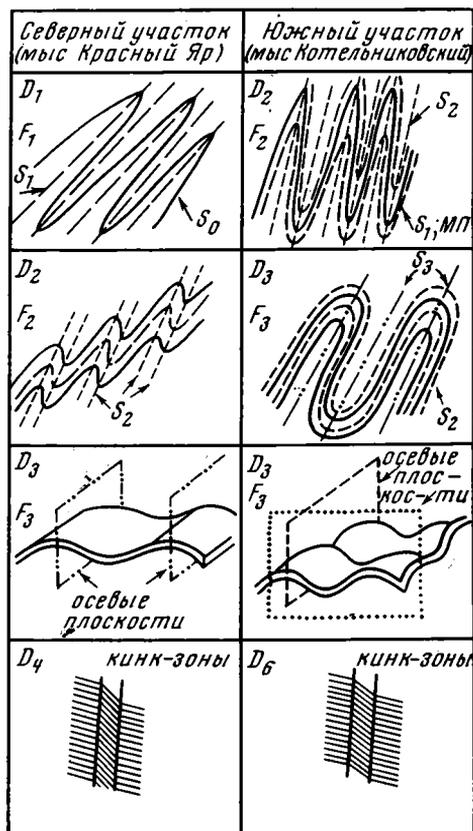


Рис. 2. Упрощенная схема последовательности этапов деформаций на северном и южном участках развития докембрийских метаморфических пород. Условные обозначения D — деформация, F — складки, S_0 — слонистость, S_1 , S_2 — сланцеватость, МП — мигматитовая полосчатость

северо-восток 40° под углом 40° . Складки F_3 невелики, их длина в обнажениях составляет 30—50 см. Параллельно осевым плоскостям развит тонкий кливаж (S_3). Более поздние пластические деформации в полном объеме не устанавливаются. Можно лишь упомянуть, что в обнажениях видно, как крылья складок F_3 деформированы перекрестными пологими открытыми симметричными складками. На крыльях этих структур обычно наблюдаются крупные (до 1 см) неориентированные чешуйки мусковита.

Последний фиксируемый этап деформаций выражен кинк-зонами и грубым кливажом, азимут простираения которых выдержан в интервале $310\text{—}320^\circ$, падение северо-восточное под углами $50\text{—}70^\circ$.

Сравнение хода деформаций свидетельствует о том, что хотя на обоих участках фиксируется по одному деформационному циклу, количество деформаций в них различно (рис. 2). Действительно, первые документированные структуры на мысе Котельниковском уже деформируют мигматитовую полосчатость и S_1 , в то время как в районе мыса Красный Яр F_1 деформируют непосредственно слоистость S_0 , а S_1 развивается здесь параллельно осевым плоскостям первых складок. Можно утверждать поэтому, что на втором участке (мыс Котельниковский) первым документированным складкам F_2 предшествовала какая-то история деформаций, не проявленная в районе Красного Яра, восстановить которую пока невозможно. В целом полученные материалы приводят к выводу, что эволюция тектонической структуры метаморфических толщ в пределах интересующих нас участков была различной. Учитывая различную степень метаморфизма пород, это позволяет поставить под сомнение включение охарактеризованных толщ в состав одновозрастного комплекса.

Литература

Миллер Ю. В. О закономерном изменении поля напряжений в ходе структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов.— В кн.: Внутренняя геодинамика (краткие тезисы докладов к всесоюзному совещанию по внутренней геодинамике 27—30 ноября 1972 г.), Ленинград, 1972, вып. 2.

Институт геологии и геохронологии
докембрия АН СССР, Ленинград
Геологический институт АН СССР, Москва

Статья поступила
22 декабря 1972 г.

РЕЦЕНЗИИ

Ю. А. КОСЫГИН, В. А. СОЛОВЬЕВ

МЕЗОЗОИДЫ СЕВЕРА ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА
И ТЕОРИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ¹

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

С тех пор как в 1873 г. Дэна предложил термин «геосинклиналь», содержание этого понятия значительно расширилось и углубилось. При этом развитие теории геосинклиналей пошло в основном по двум направлениям, обусловленным различием методологии тектонических исследований. Наиболее популярным оказались генетические концепции, т. е. концепции, касающиеся причин образования складчатых областей, их геологической истории. Продолжением такого методологического подхода в наши дни можно считать концепцию «эволюции океанической коры и приложение теории «глобальной тектоники» к складчатым областям.

Иной методологический подход к теории геосинклиналей наметился в связи с введением в практику геологопоисковых работ тектонического картирования, проводимого на прочной основе структурно-формационного метода. Действительно, целью тектонического анализа конкретной складчатой области становится теперь не выработка оригинальных суждений о генезисе (хотя и они не остаются без внимания), а получение эмпирически обоснованного знания о веществе и структуре, или, точнее, о геологических телах и отношениях между ними. Это и понятно, поскольку такие знания в конечном счете оказываются наиболее важными для выяснения закономерностей размещения полезных ископаемых. Широкое применение нашел принцип районирования по «возрасту главной складчатости», что на практике означает умение определить для данной конкретной области «главные геосинклинальные комплексы», «главные орогенные (позднегеосинклинальные) комплексы», «комплексы основания», «эпиплатформенные (возрожденные) орогенные комплексы» и изобразить их на тектонической карте. Именно такой методологический подход осуществлен С. М. Тильманом при тектоническом анализе мезозоид, т. е. складчатых областей, которые по сравнению с байкалидами, каледонидами, герцинидами и даже дорифейскими складчатыми областями оставались наименее изученными в этом направлении. В то же время без правильной тектонической оценки роли мезозоид в структуре земной коры не могут быть разрешены самые кардинальные проблемы общей и теоретической тектоники — проблема тектонической природы вулканогенных поясов, проблема тектонической природы срединных массивов и, наконец, проблема тектонической природы зоны перехода от континента к океану. Вот почему появление книги, специально посвященной сравнительной тектонике мезозоид севера Тихоокеанского кольца, можно считать большим научным событием, которое нельзя оставить без внимания. Интерес к книге С. М. Тильмана еще больше возрастает, если учесть, что ее автор отдал изучению тектоники и металлогении Северо-Востока СССР более 25 лет плодотворной творческой деятельности и уже хорошо известен как один из основных исполнителей «Тектонической карты Северо-Востока СССР». Думается, что фундаментальные исследования всегда не только разрешают какие-то вопросы, но, что не менее важно для развития науки, генерируют проблемы. Поэтому хочется заострить внимание на некоторых проблемах общей и теоретической тектоники, которые возникли у нас после ознакомления с книгой С. М. Тильмана.

ГЛАВНЫЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ, ПОЗДНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ
КОМПЛЕКСЫ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ

Обсуждение целесообразно начать, очевидно, с главных геосинклинальных и главных орогенных (позднегеосинклинальных, по терминологии С. М. Тильмана) комплексов, так как именно они определяют возможность отнесения рассматриваемой складчатой области к «мезозоидам».

Из подробной структурно-формационной характеристики складчатых систем (Яно-Колымской, Чукотской, Монголо-Охотской, Сихотэ-Алиньской и др.), приведенной в

¹ Рецензия на книгу С. М. Тильмана «Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца». Новосибирск, «Наука», 1973, с. 311.

пятой главе книги, следует, что главные геосинклинальные комплексы очень разнообразны по своей тектонической природе и включают «полные миогеосинклинальные прогибы», «редуцированные миогеосинклинальные прогибы», «прогибы переходного типа», «эвгеосинклинальные прогибы с начальным вулканизмом», «эвгеосинклинальные прогибы со сквозным вулканизмом». Разнообразен структурный парагенез и главных орогенных комплексов, описанных в главе шестой. Здесь и «краевые прогибы», и «внутренние наложенные и унаследованные орогенные впадины», и «внутренние остаточные геосинклинальные прогибы» и, наконец, «внутренние вулканогенные пояса».

Наиболее интересные заключения вытекают из анализа стратиграфических границ этих главных комплексов.

Стратиграфические рамки главных геосинклинальных комплексов меняются при переходе из одной складчатой системы в другую, но для каждой из систем они остаются более или менее постоянными. Так, в Яно-Колымской складчатой системе главный геосинклинальный комплекс охватывает нижний карбон — верхнюю юру (верхоянский комплекс). В Монголо-Охотской ветви нижняя граница главного геосинклинального комплекса приурочена к верхнему триасу, а верхняя, так же как и в Яно-Колымской области, приурочена к верхней юре. В Сихотэ-Алинской области этот интервал растянут от верхнего палеозоя до сенона, а в зоне Кламаат он еще шире — от нижнего палеозоя до юры. Обратим внимание, что верхняя граница на обширных территориях остается часто постоянной. Действительно, в пределах всей Яно-Колымской системы и на большом протяжении Монголо-Охотской ветви (от Восточно-Забайкальского прогиба на западе до Удского прогиба на востоке) верхняя граница приурочена к верхней юре. В областях, приближенных к краю Азиатского континента, эта граница подымается выше, но в пределах области, примерно совпадающей с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, она тоже остается постоянной и не выходит за пределы нижнего или низов верхнего мела. Также себя ведут и границы главных орогенных комплексов, «омолаживаясь» в сторону края континента. В Яно-Колымской и Монголо-Охотской складчатых областях они представлены верхнеюрскими — нижнемеловыми орогенными комплексами, а в Охотско-Чукотской и Сихотэ-Алинской областях — нижне- и верхнемеловыми — палеогеновыми орогенными комплексами. Это интересное явление не заканчивается на границе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, а продолжается в сторону Тихого океана вплоть до островных дуг, т. е. современных вулканогенных поясов. Возникает вопрос, а не является ли это выражением той же структурной закономерности, которая давно подмечена при переходе от байкалид через каледониды к герцинидам, где главные геосинклинальные и орогенные комплексы, непрерывно омолаживаясь, переходят из одной структурной зоны в другую, образуя своеобразные «спектры» геосинклинальных и орогенных комплексов. Вспомним, что такое «скольжение» границ в «палеозоидах» вызывает много трудностей при тектоническом районировании. Складывается впечатление, что и «мезозоидами» — это тоже сложная тектоническая система, представляющая каким-то своим «спектром» складчатых областей. Но если для «палеозонд» ясны крайние члены этого спектра «байкалиды — герциниды», то для «мезозонд» известны только первые два члена (ранние мезозонды, поздние мезозонды...), а чем заканчивается весь спектр, неизвестно. Не исключено также, что как и в случае с «палеозоидами», ограничение следует искать там, где над главными геосинклинальными и орогенными комплексами появляются плитные комплексы. Для «палеозонд» — это эпигерцинские платформенные области или молодые платформы, а для «мезозонд» ими могут оказаться «эпимезозойские платформенные области окраинных морей» (Берингоморская, Охотоморская, Япономорская плиты), или «альпийские платформы».

Еще один вопрос встает в связи с анализом главных орогенных комплексов мезозонд — это вопрос о тектонической природе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. С. М. Тильман среди позднегеосинклинальных структур мезозонд выделяет только «внутренние вулканогенные пояса», но ведь эти пояса генетически тесно связаны с основным стволем Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и являются по существу его ответвлениями. Действительно, под Охотско-Чукотским вулканогенным поясом находятся геосинклинальные комплексы мезозонд (поздних мезозонд), в частности, в своем эвгеосинклинальном выражении. Эти геосинклинальные комплексы через моласовые формации (орогенные впадины) переходят в вулканические формации (орогенные покровы). Следовательно, по отношению к мезозойским геосинклинальным комплексам вулканогенный пояс, очевидно, также выступает как их орогенная структура (или позднегеосинклинальная в понимании С. М. Тильмана). Четко вырисовывается и структурная позиция Охотско-Чукотского вулканогенного пояса — он выступает как пограничная орогенная структура между ранними и поздними мезозоидами. Может быть, вулканогенные пояса всегда располагаются между «сближенными» по возрасту складчатыми областями и тем самым отличаются от краевых прогибов, которые, напротив, располагаются как раз там, где соседствуют «разорванные» по возрасту складчатые области? По-видимому, на примере взаимоотношения каледонид и герцинид (Казахстан), ранних и поздних мезозонд (Дальний Восток) эта закономерность подтверждается. При составлении тектонической карты Евразии было обнаружено, что во всем мире краевые прогибы у каледонид отсутствуют. Может быть, это явление как раз и объясняется тем, что каледониды всюду «сближены» с герцинидами, и поэтому в этих структурных условиях образуются вулканогенные пояса? Так или иначе, но книга С. М. Тильмана наводит на размышления по этим проблемам.

Структурам основания посвящено три обширных главы (вторая, третья и четвертая), и вряд ли где-нибудь еще можно найти столь всесторонний тектонический анализ этих объектов. Комплексы основания — это те же геосинклинальные комплексы, но не так тесно связанные друг с другом, как главные геосинклинальные. От последних они отделены структурными несогласиями, как, впрочем, и друг от друга. По этим признакам в пределах мезозоид выделяются дорифейские, рифейско-кембрийские и палеозойские комплексы. Они обособляются в виде блоков, глыб, массивов или слагают ядра геоантиклиналей. Наибольший интерес для общей и теоретической тектоники представляют срединные массивы мезозоид. Судя по описанию объектов, которые С. М. Тильман называет «срединными массивами», — это такие структурные элементы мезозоид, в пределах которых сразу же на комплексах основания залегают орогенные или плитные комплексы, эквивалентные по стратиграфическому уровню главным геосинклинальным или позднегеосинклинальным комплексам. Причем все комплексы, залегающие выше комплексов основания, С. М. Тильман называет чехлами массивов. Думается, что употребление термина «чехол» для обозначения орогенных структур неудачно. Действительно, при таком понимании к чехлу должны принадлежать не только линзообразные тела орогенных впадин, но и вулканические покровы, потоки, жерла и парагенетически связанные с ними субвулканические интрузии, т. е. весь парагенез орогенных структур массивов. Иногда термин «чехол» понимается в работе столь широко, что им охватываются даже геосинклинальные формации. Например, при описании Буреинского массива к комплексам основания С. М. Тильманом отнесены только дорифейские и рифейско-кембрийские формации, а среднепалеозойские и все вышележащие — к чехлу массива. В действительности ситуация здесь иная. Среднепалеозойский структурный ярус в Туранской и Буреинской зонах представлен еще нормальными геосинклинальными комплексами и лишь с верхнего палеозоя — нижнего мезозоя начинаются орогенные комплексы в их типичном выражении (континентальные молассы, вулканы и т. д.). Орогенными комплексами образован также мезозойский ярус, выше которого следуют верхнемеловые — четвертичные плитные комплексы. Они то и образуют чехол массива в собственном смысле этого слова. Итак, в структурном смысле о Буреинском массиве можно говорить лишь в том случае, если рассматривать его по отношению к окружающим геосинклинальным комплексам мезозоя. По положению это не столько «срединный», сколько «окраинный» массив. Много неясностей и с другими массивами, в том случае и с такими казалось бы «надежными», как Колымский и Эскимосский. В пределах этих массивов в последнее время обнаружены мезозойские эвгеосинклинальные комплексы. Какова же все-таки тектоническая природа массивов? Если исходить из истории того же Буреинского массива, то можно предположить, что на начальных этапах развития — это геоантиклинальные поднятия, в период складчатости — это участки ранней консолидации, которые сохраняют свою устойчивость к моменту нового геосинклинального цикла. По отношению к геосинклинальному процессу они выступают массивами, т. е. не затрагиваются им.

Из тектонического анализа комплексов основания мезозоид вытекает интересная закономерность, чем «моложе» складчатая область, тем многояруснее ее комплексы основания. Для мезозоид намечается четырехярусная система (дорифейские, байкальские, каледонские и герцинские структуры). Не связано ли это с особенностями глубинного строения мезозоид? К сожалению, на эти вопросы нельзя найти ответа в книге. Помочь здесь могли бы, конечно, геофизические данные, но их еще недостаточно, да и те использованы автором не в полной мере.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Естественно, что в краткой заметке не было возможности остановиться на всех результатах исследований С. М. Тильмана, да в этом, пожалуй, и нет большой необходимости. Каждый исследователь, интересующийся предметом тектоники складчатых областей, безусловно, уже ознакомился с книгой, написанной, кстати, очень живым и темпераментным языком и поэтому читающейся с неослабеваемым интересом от начала до конца. Нам хотелось только подчеркнуть важность этой работы, большой вклад, который внесен С. М. Тильманом в теорию геосинклиналей, а также привлечь внимание к некоторым проблемам общей и теоретической тектоники, которые возникают в связи с изучением мезозоид.

ХРОНИКА

УДК 551.242.055

ТЕКТОНИКА СРЕДИННЫХ МАССИВОВ

С 28 по 31 января 1974 г. в Москве состоялось совещание, посвященное проблемам строения, происхождения, истории развития и металлогении срединных массивов, созванное Межведомственным тектоническим комитетом при ОГГГ АН СССР. В работе совещания приняли участие около 600 представителей различных научно-исследовательских и производственных организаций столицы и других городов страны. Были заслушаны 16 докладов и свыше 50 выступлений в прениях.

Срединные массивы представляют собой важный элемент строения, геосинклинальных складчатых поясов Земли. С ними связаны богатые и разнообразные месторождения полезных ископаемых.

Во вступительном обобщающем докладе М. В. Муратова и А. Л. Яншина рассматривалось развитие представлений о срединных массивах и наиболее характерные черты их строения. Было показано, что массивы образуются между геосинклинальными системами в начальный период заложения геосинклиналей. В дальнейшем они испытывают эволюцию вместе со всей геосинклинальной областью, и в их пределах имеют место процессы складкообразования (в основном глыбового типа), гранитообразования, вулканизма; они могут быть погруженными или поднятыми, надвинутыми и т. д.

Большое внимание было уделено чехлу срединных массивов. В составе чехла выделялись три структурных этажа (соответствующих трем этапам его формирования): догеосинклинальный, сингеосинклинальный, эпигеосинклинальный. При этом эпигеосинклинальный чехол покрывает значительно большие площади, чем собственно чехол срединных массивов, и является уже настоящим чехлом молодых платформ. Промежуточный комплекс, выделяемый многими нефтяниками, представляет собой, как отметил М. В. Муратов, либо орогенные образования, либо чехол срединных массивов. Чехол срединных массивов может значительно отличаться от платформенного (вулканизм, складчатость, метаморфизм и др.).

Роль чехла при выделении срединных массивов представляется чрезвычайно важной многим участникам совещания (доклады Б. А. Соколова, Ю. К. Бурлина, В. А. Буша, Р. Г. Гарецкого, Л. Г. Кирюхина, А. Е. Шлезингера, Ю. А. Зайцева, А. К. Башарина, Ч. Б. Борукаева, А. Л. Матвиевской; выступления М. М. Мстиславского, В. В. Еловских и др.).

Роль вулканизма как одного из критериев для выделения срединных массивов подчеркнул в своем выступлении М. Г. Ломизе. В случае, когда формационный ряд чехла срединных массивов и чехла платформ близок или даже одинаков, возникают значительные трудности при выделении срединных массивов и проведении их границ (выступление А. Е. Михайлова). Нечеткость критериев для разделения чехла срединных массивов и многогеосинклинальных комплексов приводила к неоднозначной интерпретации строения таких районов, как Центральная Казахстан или Иранское нагорье.

А. М. Лейтес обратил внимание аудитории на возможность накопления осадочных чехлов типа срединных массивов не на гранито-гнейсовом фундаменте, характерном для земной коры континентального типа, а на основании, подвергшемся складчатости, метаморфизованном, но еще не подвергшемся массовой гранитизации. В качестве примеров такого рода были названы фундамент протоплатформы Восточной Сибири, основание Омолонского массива, массива Улутау.

Одним из серьезных разделов работы совещания было обсуждение закономерностей образования и размещения месторождений полезных ископаемых в связи с тектоническим развитием срединных массивов и окружающих их геосинклинальных систем. Этим вопросам были посвящены доклады А. Д. Щеглова, Д. И. Горжевского, М. Ф. Микунова и Е. И. Филатова, выступления С. М. Тильмана и др. Перспективам нефтегазовых осадочных бассейнов, формирующихся в пределах срединных массивов и смежных с ними геосинклинальных и складчатых зон, посвятили свой доклад Б. А. Соколов и Ю. К. Бурлин, этих вопросов в прениях касались А. И. Кравцов, Л. Н. Розанов, А. А. Красильщиков. Практическое значение изучения срединных массивов находилось в центре внимания всех участников совещания.

Как показал исторический обзор развития представлений о срединных массивах (доклад М. В. Муратова и А. Л. Яншина, выступления Д. П. Резвого, А. Е. Михайло-

ва, В. Е. Хаина и др.), в самом понимании этих структур произошли большие изменения. Несмотря на частные отличия, большинство исследователей понимало срединные массивы как участки, близкие по строению и истории развития к платформам, расположенные внутри геосинклинальной области или пояса. Иногда срединные массивы рассматриваются как структуры, промежуточные между платформами и геосинклиналями. Во все определения срединных массивов разными авторами вводились представления об их «жесткости», «повышенной стабильности», «устойчивости на всех этапах развития», а также как результат этого «сохранение в основе древней структуры» или «слабое изменение этой структуры». В результате срединный массив представлялся в виде «чужеродного тела» в составе молодой складчатой области. В настоящее время представление о большой устойчивости структур, рассматривавшихся в качестве срединных массивов, по мнению многих участников совещания, устарело (доклады М. В. Муратова и А. Л. Яншина, В. Е. Хаина, Ю. А. Косыгина, Л. М. Парфенова и В. А. Попеко, А. А. Белова, А. Л. Книппера, С. В. Руженцева; выступления Л. П. Зоненшайна, М. Г. Ломизе, С. М. Тильмана и др.). Более того, большинство исследователей, работающих в складчатых областях, пришло к заключению, что срединные массивы не должны рассматриваться как чужеродный элемент строения геосинклинальной области, а «весь геосинклинальный процесс представляет собой развитие не только собственно геосинклинальных систем, но и разделяющих их срединных массивов, их чехла и систем орогенных впадин» (Муратов, 1972). Срединные массивы, выделенные и охарактеризованные первоначально в трудах Э. Зюсса, Э. Ога и Л. Кобера, в дальнейшем, по мере накопления знаний, приобрели качественно новую характеристику. В связи с этим многие структуры, которые приводились в качестве типичных примеров срединных массивов (Паннонский, Родопский, Центрально-Иранский и др.), оказались не соответствующими определению или соответствующими на каком-то этапе своего развития.

В подходе к выделению срединных массивов, как показала работа совещания, сейчас имеются две основные тенденции.

Первая — широкое понимание этого термина (М. В. Муратов, В. Е. Хаин, В. И. Славин, А. Д. Щеглов, Н. А. Беляевский, Н. А. Малявина и В. Н. Семов, Е. Е. Милановский и др.). При этом могут возникать трудности, связанные с многочисленностью и нечеткостью формулировок понятия «срединный массив». Иногда они определяются не точнее, чем «важный элемент строения геосинклинальных складчатых областей», «единица, противопоставляемая складчатым системам», «своеобразные тектонические элементы земной коры, с которыми связаны разнообразные полезные ископаемые», и «очаги минерализации, отличные от смежных территорий наиболее интенсивным проявлением эндогенных месторождений».

Вторая — узкое понимание термина в старом смысле «как области развития складчатых комплексов более древних циклов, в том числе обломков фундамента древних платформ внутри данной складчатой области, которые не подверглись значительной переработке тектоно-магматическими процессами последнего (главного) цикла». При таком подходе большинство срединных массивов ликвидируются как не соответствующие определению, на что обращалось внимание в критических замечаниях В. Е. Хаина, А. Е. Михайлова и др. С. М. Тильман высказал мысль, что настоящими срединными массивами в узком смысле оказываются лишь древние блоки внутри миеосинклинальных областей.

В ряде выступлений прозвучало предложение использовать термин «срединный массив» в качестве свободного (И. А. Розанов, Л. М. Парфенов, Д. П. Резвой). В докладе А. А. Белова, А. Л. Книппера и С. В. Руженцева предлагалось кроме срединных массивов в узком смысле для большинства гранитно-метаморфических выходов использовать термины «массив», «глыба», «блок», «пластина».

Учитывая все вышесказанное, участники совещания, докладчики и выступавшие в прениях отмечали еще имеющиеся недостатки в теоретических представлениях о срединных массивах, неопределенности самого понятия — «срединный массив» (К. В. Боголепов, М. С. Нагибина, А. Е. Михайлов, Л. М. Парфенов, О. М. Розен) и нечеткость признаков, позволяющих отличать их от сходных элементов строения складчатых областей — геосинклиналей, древних ядер, глыб и т. д.

Следствием представления о стабильности срединных массивов явилось объединение в один ранг с ними массивов ранней консолидации в качестве срединных массивов второго рода (или третьего, по другим классификациям). Одному из таких массивов — Казахстанско-Тяньшанскому — был посвящен доклад Ю. А. Зайцева, превосходящий всю глубину отличия образований этого рода от остаточных (термин Ю. А. Косыгина, предложенный в 1958 г.) срединных массивов, хотя сам автор относит эту структуру к срединным массивам. Дело в том, что первые образуются в середине геосинклинального этапа развития и в дальнейшем в противоположность окружающим геосинклинальным системам не подвергаются интенсивным дислокациям, в их пределах не проявляется мощного интрузивного и эффузивного магматизма, исключая краевые вулканические пояса, образуется полого смятый чехол. Вторые, остаточные, наоборот, образуются в начале геосинклинального этапа и в дальнейшем постепенно теряют свою стабильность; чехол, часто образующийся на них, сминается в крутые складки, часто наблюдаются и более сложные дислокации, проявляется гранитоидный магматизм и вулканизм.

Против отнесения к срединным массивам зон ранней консолидации выступили на совещании В. И. Славин и Е. Е. Милановский.

В проблеме обособления срединных массивов имеется два основных аспекта — историко-тектонический и структурный, что особо подчеркивал в 1965 г. А. Л. Яншин. С историко-тектонической точки зрения срединные массивы представляли собой микроконтиненты или выступы на краях континентов (межтроговые пространства), окруженные геосинклинальными системами, с чем соглашались многие участники совещания (В. Е. Хаин, А. А. Белов, А. Л. Книппер, С. В. Руженцев, Л. П. Зоненшайн и др.). Вместе с тем, К. В. Боголепов предупреждал против отождествления срединных массивов и микроконтинентов. Последние могут быть разными — обломками древних платформ (Мадагаскар) и ядрами роста сиалической коры (островные дуги, Ш. А. Адамия, М. С. Марков) и не всегда превращаются в срединные массивы, т. е. не всегда бывают захвачены геосинклинальными процессами. М. В. Муратов считает неудачным применение названия «микроконтинент» к срединным массивам. Соотношению срединных массивов — микроконтинентов и зон Беньюфа посвятили свои выступления В. Е. Хаин (в докладе), Е. Д. Шлыгин, Л. П. Зоненшайн, И. И. Белостоцкий, Ш. А. Адамия и А. Е. Михайлов.

Со структурной точки зрения срединные массивы подверглись разбору в докладе А. А. Белова, А. Л. Книппера и С. В. Руженцева. Названные исследователи пришли к заключению, что срединные массивы (микроконтиненты, по их мнению) в эпоху главной складчатости не только перемещаются в латеральном направлении, как единые блоки, но и подвергаются значительным внутренним деформациям, что свидетельствует против их жесткости и стабильности в этот период развития. В отношении этого представления были высказаны замечания М. В. Муратовым, А. Е. Михайловым, Ш. А. Адамия, И. П. Гамкрелидзе, считающим, что жесткие кристаллические массы, подобные Родопскому массиву или Грузинской глыбе, испытывают надвигание на смежные складчатые зоны лишь в краевых частях. Однако вопрос внутреннего строения фундамента срединных массивов (так же, как и молодых платформ) и отличия его от других подобных элементов складчатых зон, как выявилось на совещании, еще недостаточно изучен, на что обратил внимание собравшихся Н. А. Штрейс, и что было отмечено в решении совещания как одна из задач на будущее.

Многие выступавшие касались взаимоотношений срединных массивов и геантиклинальных поднятий. Большинство высказываний сводилось к тому, что геантиклинальные структуры более тесно связаны с геосинклинальным процессом, нежели срединные массивы, которые в своей эволюции более сходны с платформенными структурами. Указывалось также, что срединные массивы (остаточные) существовали изначально, а геантиклиналы возникали в процессе дифференциации геосинклинальных систем, дальнейшая же их история могла быть сходной. Г. А. Кейльман на примере Урала показал, что по степени мобилизации исходного гранито-гнейсового вещества фундамента в геосинклинальном процессе могут быть намечены все переходы от геантиклиналей, где степень мобилизации максимальна, к срединным массивам, где она минимальна. Предлагалось также разделять эти структуры на основе формационного анализа отложений чехла срединных массивов и геосинклинальных.

Е. Е. Милановский рассмотрел возможность перехода консолидированных массивов в глубоководные впадины как в пространстве, так и во времени. Образование впадин на месте срединных массивов, по его мнению, происходило в результате раздробления, растяжения и переработка земной коры в процессе подъема глубинного диапира. Подобного рода перерождение могло протекать на разных стадиях альпийского цикла развития.

В докладе И. А. Резанова, А. Ш. Файтельсона для образования впадин на месте срединных массивов предлагался механизм «зонного плавления».

Против включения глубоководных впадин в единый ряд структур со срединными массивами выступили Ш. А. Адамия, И. П. Гамкрелидзе, Л. П. Зоненшайн, Л. Н. Розанов и др. Основные возражения сводились к следующему: не доказана генетическая связь срединных массивов и впадин внутренних и окраинных морей, нельзя формально называть срединными массивами зоны, лишенные «гранитного» слоя земной коры.

Большая дискуссия развернулась относительно существования Колымского срединного массива. Одни исследователи (С. М. Тильман, В. М. Мерзляков, М. И. Терехов, Н. Б. Шарковский, В. М. Моралев) отрицали существование массива, предполагая на его месте различные другие структуры, в частности Алазейско-Олойскую эвгеосинклинальную зону. Другая группа геологов (К. Б. Мошканцев, Г. А. Гринберг, Г. С. Гусев, П. А. Гуляев, В. А. Литинский и др.) отстаивали представление о едином Колымском срединном массиве, привлекая в доказательство специфичность его структуры и истории развития, геофизические характеристики и в особенности металлогению. Вместе с тем все исследователи были единодушны в том, что в геологии Верхояно-Чукотской области имеется еще много нерешенных проблем.

В решении совещания отмечается, что изучение срединных массивов имеет большое теоретическое и практическое значение. Советскими геологами проводится интенсивная работа по изучению структурных элементов данного типа.

Вместе с тем срединные массивы остаются до настоящего времени одним из наименее изученных элементов внутреннего строения геосинклинальных областей, что требует дальнейших усилий многих специалистов для более глубокого их познания.

А. А. Белов, С. Д. Соколов

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 статей, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подписанных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательно 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), для всех статей — краткий реферат для ВИНИТИ (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. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста к корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами.

16. 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, Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕИС,
А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции:

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

Технический редактор *Сафронова Т. И.*

Сдано в набор 5/VII-1974 г. Т-13144 Подписано к печати 19/VIII-1974 г. Тираж 1975 экз.
Зак. 4210. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Бум. л. 4. Уч.-изд. листов 12,8

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

В 17

ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА АН ССРСР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ АН ССРСР

КАРАТОВУ И В

70328

1-12

3 ЭКЗ

Индекс

70228

Цена 1 р. 20 к.

ПРЕДЛАГАЕМ ВАШЕМУ ВНИМАНИЮ

КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

Леонов Н. Н. ТЕКТОНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ ПАМИРО-АЛАЙСКОЙ ЗОНЫ. 1961. 164 стр. 97 к.

Марков М. С. ТЕКТОНИКА ЮЖНОЙ ЧАСТИ КАРСАКПАЙСКОГО СИНКЛИНОРИЯ. Труды Геологического института. Вып. 72. 1962. 140 стр. 85 к.

Маркова Н. Г. СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА ПАЛЕОЗОЯ БЕТ-ПАКДАЛЫ. Труды Геологического института. Вып. 62. 1961. 364 стр. 2 р. 37 к.

МАТЕРИАЛЫ ПО ТЕКТОНИКЕ И ПЕТРОЛОГИИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА. 1964. 192 стр. 1 р. 25 к.

МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРНЫЕ ЗОНЫ ЗАПАДА ТИХООКЕАНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА. Труды Геологического института. Вып. 139. 1965. 154 стр., 8 вкл. 1 р. 02 к.

Мирчинк М. Ф. и др. ТЕКТОНИКА И ЗОНЫ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ КАМСКО-КИНЕЛЬСКОЙ СИСТЕМЫ ПРОГИБОВ. 1965. 215 стр. 1 р. 38 к.

Михайлов А. Е. ТЕКТОНИКА СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА. 1969. 246 стр. 2 р. 16 к.

Мордовский В. Т. ТЕКТОНИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ. 1959. 120 стр. 30 к.

Мушенко А. И. ТЕКТОНИКА ОСАДОЧНОГО ПОКРОВА ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ. Труды Геологического института. Вып. 38. 1960. 99 стр. 60 к.

для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

117464 МОСКВА, В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»;

197110 ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайшие магазины «Академкнига».

АДРЕСА МАГАЗИНОВ «АКАДЕМКНИГА»:

480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 277012 Кишинев, ул. Пушкина, 31; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57; 199164 Ленинград, Менделеевская линия, 1; 199004 Ленинград, 9-я линия, 16; 103009 Москва, ул. Горького, 8; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 630076 Новосибирск, 91, Красный проспект, 51; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700029 Ташкент, ул. К. Маркса, 29; 700029 Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73; 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450075 Уфа, Коммунистическая ул., 49; 450075 Уфа, проспект Октября, 129; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.

