

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА·1984



СОДЕРЖАНИЕ

Косыгин Ю. А. Проблемы раннего докембрия	3 ✓
Сомин М. Л. Некоторые аспекты тектонической обстановки глаукофанового метаморфизма	8
Соловьев В. О. Тектонические фазы и проблема планетарной одновозрастности тектогенеза	21
Резанов И. А., Шевченко В. И. Глубинное строение геосинклинального трога в Закавказье (по сейсмическим данным)	33
Коптева В. В., Кузьмин М. И., Томуртоого О. Строение верхней части разреза офиолитов Баян-Хонгорской зоны Монголии	39
Рихтер А. В. Строение, возраст и структурное положение метаморфических толщ Сахалина	55
Юркова Р. М., Пейве А. А., Каледа К. Г., Казимиров А. Д. Метаморфические изменения комплекса габброидов при формировании субконтинентальной коры Коряжского хребта	66
Шапиро М. Н., Сляднев Б. И., Ландер А. В. Чешуйчато-надвиговая структура северной части Восточно-Камчатского антиклинория	84
Романько Е. Ф., Шарковский М. Б. К проблеме герцинид в Иранском сегменте Средиземноморского пояса	94
Рагозин Л. А. Эпизоды тектогенеза неотектонического этапа Западной Сибири	98

Рецензии

Нагибина М. С. О гранито-сводовом геотектоническом режиме (рецензия на статью Ю. В. Комарова, Э. Н. Копылова, А. А. Белоголовкина и П. А. Петрова «Постгеосинклинальное гранито-сводовое развитие Байкальской горной области в фанерозое». Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 2)	108
Комаров Ю. В., Копылов Э. Н., Белоголовкин А. А., Петров П. А. О месте мезозойского гранитоидного магматизма в тектогенезе Байкальской горной области	109

Хроника

Добрецов Н. Л., Вишневская В. С. Офиолитовый симпозиум «Тектоника океанов и метаморфизм»	112
Годовой указатель журнала «Геотектоника» за 1983 г.	118

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

NOVEMBER — DECEMBER

MOSCOW

№ 6, 1984

CONTENTS

Kosygin Yu. S. Problems of Early Precambrian	3
Somin M. L. Some aspects of the tectonic setting of glaucophane metamorphism	8
Soloviev V. O. Tectonic phases and problem of planetary synchronicity of tectogenesis	21
Rezanov I. A., Shevchenko V. I. Deep structure of the geosynclinal through in the Transcaucasia (according to seismic data)	33
Kopteva V. V., Kuzmin M. I., Tomurtogoo O. Structure of the upper part of the section of ophiolites of the Bayan-Khongor zone in Mongolia	39
Rikhter A. V. Structure, age and structural setting of metamorphic rocks of Sakhalin	55
Yurkova R. M., Peive A. A., Kaleda K. G., Kazimirov A. D. Metamorphic changes of the gabbroid complex in formation of the Koryak ridge subcontinental crust	66
Shapiro M. N., Slyadnev B. I., Lander A. V. Scale-overthrust structure of the nor- thern part of the East-Kamchatka anticlinorium	84
Romanko E. F., Sharkovsky M. B. On problem of Hercynides in the Iran segment of the Mediterranean belt	94
Ragozin L. A. Tectonogenesis events of the neotectonic stage of West Siberia	98

Reviews

Nagibina M. S. On the granite-arched geotectonic regime (concerning the paper by Yu. V. Komarov, E. N. Kopylov, A. A. Belogolovkin, P. A. Petrov «Postgeosyn- clinal granite-arched development of the mountain region in Phanerozoic». Doklady Akad. Nauk SSSR, 1982, v. 262, No. 2)	108
Komarov Yu. V., Kopylov E. N., Belogolovkin A. A., Petrov P. A. On the place of Mesozoic granitoid magmatism in tectonogenesis of the Baikalian mountain area	109

Current Events

Dobretzov N. L., Vishnevskaya V. S. Ophiolit symposium «Ocean tectonics and me- tamorphism»	112
Yearly index of Journal «Geotectonics» for 1984	118

УДК 551.71

КОСЫГИН Ю. А.

ПРОБЛЕМЫ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Проблемы раннего докембрия охватывают самый широкий круг вопросов геологии, геофизики и геохимии и связывают геологическое строение и геологические процессы с начальными фазами развития Земли, лежащими на грани геологии и астрономии. Здесь затрагиваются пять проблем: 1) пространства, занимаемого ранним докембрием и его нижней границы, 2) геологической структуры раннего докембрия, 3) флюидных систем, 4) ранних этапов жизни и 5) возраста раннего докембрия.

1. В отличие от других крупных стратиграфических подразделений Земли объем раннего докембрия остается неопределенным, так как нижней границы выделить пока не удалось. Если бы она была выделена, то были бы установлены подстилающие слои, например, доархей. Под ранним докембрием мы можем понимать какую-либо малую по сравнению с объемом Земли оболочку, но *можем* также понимать всю массу Земли, занимающую пространства мантии и ядра вплоть до центра планеты. Поэтому неудобно говорить о *нижнем докембрии* так же, как бессмысленно говорить о нижней части планеты. Поэтому термин *ранний докембрий* приходится принимать для обозначения времени и объема одновременно, хотя это и не соответствует стратиграфическим традициям. Что же сейчас можно сказать о нижней границе.

Наиболее распространено представление, что «земная кора» как образование, состоящее из обычных, т. е. наблюдаемых на поверхности и в приповерхностном слое Земли горных пород, отделена сейсмической поверхностью М от подстилающих более плотных и, по-видимому, более основных пород, принадлежащих к первичной Земле. Слабая сторона этого представления в геологическом истолковании поверхности М. Скоростные слои прекрасно коррелируются с литостратиграфическими подразделениями в рыхлых толщах (например, в нефтеносных бассейнах), но в *метаморфических* толщах они «сползают» с геологических границ; обусловлены же они здесь, по-видимому, не горнопородными свойствами среды, а ее напряженными состояниями. Поверхность Мохоровичича не может рассматриваться как геологический раздел; она имеет лишь скоростную (сейсмологическую) природу. Это надо учитывать при разработке метода ГСЗ, применяемого для картирования этой границы. Надо выяснять геологические возможности метода на специальных небольших полигонах в областях различного строения.

Не может служить для определения пространства раннего докембрия и представление о литосфере как о сейсмологическом теле, геологическая природа которого не выяснена. Б. Гутенберг литосферой назвал слой выше астеносферы, но при вероятном несплошном распространении астеносферы это определение литосферы теряет свою ясность.

Гипергенная оболочка, т. е. внешняя земная оболочка, в пределах которой сохранились *какие-либо следы* формирования слагающих ее осадочных и вулканогенных пород, также не имеет определенной нижней границы. Так называемая *доактуалистическая эпоха* может соответствовать глубинам, где гипергенные образования сильно изменены, а следы их наземного происхождения полностью или почти уничтожены.

Приходится считать, что ранний докембрий, возможно, распространен на всю планету вплоть до ее центра. Если же будет открыт доархей, то этот вывод остается в силе, только перейдет от раннего докембрия к доархею.

2. Ранний докембрий, сохраняющий слоистую структуру и другие горнопородные неоднородности, распространяется на большие глубины. Суждения о геологической структуре раннего докембрия основаны на описании разрезов, геологическом картировании и небольшом объеме сравнительно неглубокого бурения, а в изучении структуры раннего докембрия на больших глубинах приходится полагаться в основном на геофизику. Однако до настоящего времени подлинная структурная значимость придавалась только скоростным разделам и слоям. Сейчас речь должна идти о комплексных геофизических исследованиях и их геологической интерпретации как важнейшем пути изучения структуры раннего докембрия. Такие исследования *очень сложны* и должны осуществляться по долгосрочной программе в районах с *различным* геологическим строением и различными геофизическими характеристиками. Думается, что основными компонентами такого комплекса могут быть магнитометрия, гравиметрия, изучение теллурических полей и сейсмометрия. Кроме того, большие перспективы связываются с искусственными электрическими полями, создаваемыми МГД-генераторами.

Структурный вклад магнитометрии будет заключаться, по-видимому, в определении положения и кромок магнитоактивных масс, которые могут фиксироваться как в пространстве земной коры, так и в пространстве мантии, что впервые было показано А. А. Борисовым. Гравиметрические поля, обобщенные в гармониках разного порядка, дают основания для расчетов положения центров гравитирующих масс и их форм. Такие центры, судя по исследованиям в разных районах, могут располагаться как выше, так и значительно ниже поверхности М. Изучение теллурических полей может позволить подойти к оценке отдельных участков по их электрическим неоднородностям, и таким путем к расположению геологических тел на глубине. Когда мы говорим о геофизическом комплексе, то мы не сбрасываем со счета геологические и геохимические наблюдения, а наоборот, считаем, что они должны быть *полностью* включены в процесс комплексной интерпретации геофизических данных. Очень мощной компонентой в комплексе является сейсмометрия. Установленное несоответствие (или необязательное соответствие) скоростных и геологических границ отнюдь не снижает геологического потенциала сейсмических методов. Сейсмометрия идет быстрыми шагами вперед как по точности наблюдений, так и по методике обработки данных. Это особенно хорошо видно в нефтеносных районах, где с сейсморазведкой связаны тончайшая корреляция разрезов, значительно превышающая возможности биостратиграфических и литостратиграфических методов, прослеживание латеральных фациальных изменений в тонких прослоях, определение флюидных характеристик, чем обеспечиваются прямые поиски залежей нефти и газа. Исходя из этого, можно рассчитывать, что в сейсмометрии кроются возможности расшифровки структуры метаморфизованных толщ и что эти возможности будут скоро реализованы.

Крупные геофизические неоднородности мантии могут иметь прямое отношение к структуре раннего докембрия. Необходимо привлечь весь комплекс геофизических данных и сопоставить их с геологическими неоднородностями, наблюдаемыми в приповерхностной зоне Земли, а именно с континентами, океанами, геосинклиналями, петрографическими и геохимическими провинциями и т. д.

При выделении скоростных и электрических неоднородностей необходимо провести некоторую переориентировку геофизических представлений. Мы привыкли иметь дело с субгоризонтальными глубинными сейсмическими и геоэлектрическими разделами, и весь аппарат обработки материалов этих методов приспособлен для этой цели. Однако для структурного расчленения раннего докембрия надо не только проследить границы между геофизическими слоями, а выделять *зоны и области* с различными сейсмическими и электрическими свойствами. Эти объекты могут занимать субгоризонтальное, субвертикальное и любое другое положение.

При таком подходе к интерпретации геофизических материалов аномальные геофизические зоны, выделенные в приповерхностных частях земной коры с доказанным ранним докембрием, могут прослеживаться в ее глубинные зоны.

3. Важные проблемы раннего докембрия связаны с флюидными системами. Геологические объекты — это обычно агрегаты минеральных зерен, т. е. горные породы, или агрегаты горных пород, т. е. геологические формации, образующие некоторую жесткую или *каркасную* систему. Однако они содержат жидкости и газы, образующие *флюидную* систему, *подвижную* относительно каркасной системы. Во флюидных системах играют роль не только состав, но и динамика, а также переходы из одного агрегатного состояния в другое. Все это делает флюидную систему нетрадиционным геологическим объектом. Изучение флюидных систем в гидрогеологии и нефтяной геологии создает основу для использования ресурсов подземных вод и разработки нефтяных и газовых месторождений. В собственно геологии флюидным системам часто уделяется меньше внимания. Однако в изверженных и метаморфических породах повсеместно обнаруживаются реликты флюидных систем, представленные флюидными включениями.

Исследования включений в минералах регионально метаморфизованных комплексов раннедокембрийских щитов и срединных массивов показали существование углекислотную специализацию флюида с небольшим количеством примесей воды, азота, других газов, и в частности *метана*, и *других углеводородов*. Включения в них распределены равномерно на больших площадях. Это обусловлено нуклеарным характером архейского метаморфизма и ареальным характером дегазации Земли.

В позднеархейское и послеархейское время ареальный тип дегазации Земли сменился зональным, локализирующимся вдоль крупных линейных зон, которые, вероятно, явились поясами повышенной проницаемости, глубоко дренирующими мантию. Так, изучение метаморфизованных толщ показало повышенные концентрации углеводородных компонентов во флюидных включениях вдоль линейных зон, что говорит о поступлении углеводородов с больших мантийных глубин Земли и большой научной и практической важности изучения флюидных систем и их следов в раннем докембрии. Сказанное не позволяет становиться на ортодоксальную позицию гипотезы неорганического происхождения нефти, но склоняет к мысли, что многие линейные ряды нефтяных и газовых месторождений, а также газовые и газоконденсатные залежи, известные ниже основных нефтеносных толщ, могут быть связаны с углеводородным дыханием мантии. Эта связь может быть прямой и опосредованной через воздействия глубинных углеводородов на осадочные толщи, богатые нефтеобразующим органическим веществом. С этих позиций изучение флюидных систем раннего докембрия может внести вклад в установление закономерностей размещения нефтяных и газовых месторождений и направлений их поисков.

4. К раннему докембрию относятся первые установленные проявления жизни. К ним относятся карбонатные строматолитовые постройки. В Южной Африке в осадочных породах с возрастом свыше 3 млрд. лет описаны единичные клетки размером до 12 мкн, парные клетки и клеточные ткани; все это рассматривается как свидетельство биологических процессов. Однако следы архейской жизни весьма незначительны. Согласно исследованиям и обобщениям А. К. Башарина, Н. А. Берзина и Ч. Б. Борукаева, примерно соответствующие архею алданий и киватиний знаменуют собой пангеосинклинальную стадию развития Земли, осложненную процессами метаморфизма и глобальным инъективным процессом с появлением слабеметаморфизованных толщ и признаков структурного расчленения. В афебском этаже появляются отчетливые линейные системы — звгеосинклинали на континентах. Прямолинейность складчатых цепей может быть связана с разломами глубокого заложения на участках, консолидированных на рубеже киватинского и афебского этажей. С этим рубежом связано резкое возрастание биологической актив-

ности в смысле появления в протерозое более двух десятков микробиот — комплексов, включающих буквально тысячи отдельных фоссилий и содержащих богатое разнообразие таксонов. Такова самая общая тектоническая и биологическая характеристика архейско-протерозойского рубежа. Сопоставим это с данными по флюидным включениям, характеризующими горизонтальное и вертикальное распределение abiогенных углеводородов, рассеянное размещение их в архее, и приуроченность к протерозойским линейным системам, в которых содержание углеводородов во флюидных включениях существенно возрастает. Если принять опаринскую гипотезу о происхождении жизни и о ее abiогенном углеводородном субстрате, то получается интересная возможность проверить связь протерозойских микробиот с линейными тектоническими зонами и существование, таким образом, первичных очагов постархейских форм жизни. Если такие очаги будут намечены, то это повлечет за собой возможность исследования закономерностей и темпов горизонтального распространения организмов от очагов. По бедности органических остатков в докембрии эта задача очень сложна и потребует большого внимания и новых целенаправленных исследований. Полученные закономерности могут быть перенесены на фанерозой для выяснения условий и скоростей горизонтального перемещения фауны и флоры. Это очень важно, так как до сих пор в стратиграфии приоритет отдается вертикальным соотношениям, выясняемым описанием и сравнением разрезов, исследования же горизонтальных перемещений фауны и флоры ограничиваются отдельными второстепенными частностями. Я не могу считать достаточно обоснованными представления о механизмах спрединга и субдукции, однако надо признать огромным достоинством тектоники литосферных плит то, что в ней поставлен вопрос о большой роли и значительных результатах горизонтальных движений. Аналогичные разработки в стратиграфии развиты слабо. Изучение латеральных биостратиграфических процессов позволит стратиграфии получить новые мощные основания для суждения о характере горизонтальных перемещений как горнопородных, так и биотических в формировании лика Земли.

5. Верхнюю границу раннего докембрия можно определить условной геоизохронной поверхностью, например 2000 млн. лет, или же по горнопородному признаку, как верхнюю кромку масс сплошной и глубокой метаморфизации. Определения эти неоднозначны. Чтобы приблизиться к нижнему возрастному пределу раннего докембрия, надо обратиться к возрасту древнейших пород.

Наиболее древние горные породы на Земле датированы изотопными методами в 3,7—4,0 млрд. лет. Так, возраст метаморфизма железистых кварцитов серии Исуа в Западной Гренландии в одном из наиболее хорошо изученных в радиологическом отношении районе на Земле определен в 3760 млн. лет.

Для гранито-гнейсов Амитсок из типового района Готхоб получены значения около 3,8 млрд. лет рубидий-стронциевым методом. Очень большие цифры получены на Канадском щите, в Южной Африке и других районах Земли. Неоднократный метаморфизм, в частности, древнейших гнейсов Амитсок говорит о том, что радиометрические часы *неоднократно переставлялись назад* и первичный возраст пород, обнаруживаемых на поверхности Земли, должен значительно превышать 4 млрд. лет. Возраст габбро-анортозитов Луны достигает 4,6 млрд. лет, и эта цифра также относится к поверхностным породам и, вероятно, значительно меньше возраста Луны, которую по отношению к Земле, можно, по-видимому, рассматривать как дочернее или как одновременно образовавшееся тело. Таким образом, возрасты поверхностных земных и лунных пород, с учетом неоднократного передвижения назад радиометрических часов, вероятно, входят в пределы «канонического» возраста Земли, определяемого в 4,5—5 млрд. лет. Учитывая же сложность и длительность природных процессов, можно считать, что возраст Земли достигает 10 млрд. лет, а возможно, и более. Возраст же Земли может рассматриваться как нижний возрастной предел раннего докембрия. Конечно, нельзя считать, что

все, расположенное ниже верхней границы раннего докембрия, имеет раннедокембрийский возраст. Исследования геологического развития Земли, в частности разновозрастных вулканических процессов, и геофизические измерения указывают с большой степенью вероятности, что в недрах Земли происходили и происходят локальные и глобальные процессы, ведущие к изменению минералогического и химического состава глубинного вещества. Таким образом, внутри Земли формируются новые вещества и тела позднедокембрийского, фанерозойского и современного возраста. При этом исходным является все же раннедокембрийский или более древний материал.

Столкновение значений радиометрических возрастов неоднократно измененных пород со значениями «канонического» возраста Земли могло бы привести нас к библейской идее сверхбыстрого образования нашей планеты. На чем же основан «канонический» возраст Земли? Во-первых, на возрасте метеоритов. Но он указывает лишь на время метеоритогенного процесса, возможно, связанного с разрушением материнского тела, а, может быть, и на время какого-либо *другого* события, отношение которого к истории развития Земли никак не установлено. Во-вторых, астрономы определяют по светимости Солнца его возраст и возраст Солнечной системы в целом в 5 млрд. лет; однако начальное состояние в этом процессе понимается совершенно умозрительно. Также обстоит дело с другими астрономическими и геохимическими представлениями о возрасте Земли и Вселенной. Скорее всего исходные положения некоторых таких расчетов, мягко выражаясь, *согласованы* с метеоритным вариантом.

В заключение отмечу, что с ранним докембрием связано много крупных проблем, решение которых открывает путь к важнейшим теоретическим и практическим выводам.

Институт тектоники и геофизики
ДВНЦ АН СССР

Поступила в редакцию
1.III.1984

УДК 551.24 + 551.251

СОМИН М. Л.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ
ГЛАУКОФАНОВОГО МЕТАМОРФИЗМА

Глаукофановый метаморфизм накладывается на все типы формаций подвижных поясов, в том числе на энсиалические миогеосинклинальные, флишевые, молассовые и древние гранито-метаморфические, а не только на формации симатического и энсиматического типа, как это нередко считают. Глаукофановые сланцы порой формируются вдали от зон глубоководных желобов. Главным фактором метаморфизма является резкое увеличение мощности коры за счет наложения ее различных частей при глубинных латеральных движениях. Строение ряда энсиалических глаукофансланцевых поясов и их обрамления показывает, что они возникли не в зонах субдукции, а при глубинном надвигании, сопровождающем тектоническое утолщение континентальной коры.

ВВЕДЕНИЕ

Глаукофановый метаморфизм¹, определяемый большинством исследователей как метаморфизм высокого отношения P/T , сейчас привлекает особое внимание, поскольку многие считают, что глаукофансланцевые пояса маркируют положение зон субдукции геологического прошлого [7, 11, 16, 18, 30 и мн. др.]. В соответствии с этими представлениями, метаморфизм происходит близ островной дуги или континентальной окраины андийского типа. Преобразования при давлениях от 5—6 до 10—12 кбар и температурах 250—550°С испытывают гипербазит-базитовое (симатическое) основание погружающейся океанической плиты и перекрывающие его глинисто-кремнистые глубоководные осадки, к которым может примешиваться пирокластический, вулканомиктовый и другой, преимущественно незрелый материал, поступающий в глубоководный желоб со стороны островной дуги или континента. Метаморфизм совершается под влиянием литостатической нагрузки на глубинах 15—35 км, а вывод метаморфитов на поверхность происходит после прекращения субдукции за счет, как считают одни авторы, изостатического подъема пород или, как полагают другие исследователи, шарьировании в направлении, противоположном направлению субдукции.

По поводу тектонической обстановки и природы глаукофанового метаморфизма высказаны и другие точки зрения. Р. Колман [7] считает, что он происходит не только в зонах субдукции, но и в результате избыточного тектонического давления под надвигаемыми пластинами офиолитов, отделившимися от океанической плиты при ее столкновении с континентом.

Более полное и глубокое развитие надвиговая концепция имеет в работах Н. Л. Добрецова [3, 4 и др.], который также отмечает частую приуроченность глаукофановых сланцев к подошве крупных офиолитовых аллохтонов. «Но чаще они образуют самостоятельные протяженные пояса, сопоставимые по морфологии и составу пород с древними глубоководными желобами» [4, с. 163]. В этом случае метаморфизм происходит в связи с надвиганием на сформировавшийся в океанической коре

¹ Под этим названием рассматривается как собственно глаукофановый, так и эклогит-глаукофановый метаморфизм. За основные типоморфные приняты минеральные ассоциации, включающие лавсонит, натровый амфибол, жадеитовый пироксен с кварцем, белую слюду (фенгит, парагонит), а в более высокотемпературных условиях — белую слюду в ассоциации с роговой обманкой, гранатом и альбитом, а также ассоциации эклогитового типа.

желоб относительно горячей островодужной литосферы. Высокие давления обеспечиваются совокупным эффектом веса надвинутой плиты и флюидного «автоклавного» давления. Повторение движений по надвигам способствует быстрому выводу метаморфитов на поверхность.

С представлениями упомянутых исследователей существенно расходятся взгляды А. А. Маракушева [9] и его последователей, в соответствии с которыми глаукофановый метаморфизм обусловлен лишь высоким потенциалом натрия. Он проявляется в связи с базит-гипербазитовым магматизмом, т. е. только в офиолитовых поясах («подвижных зонах фемического профиля с ультрабазитами») на ранних (догранитных) стадиях их развития.

Нетрудно заметить, что, существенно расходясь в оценке физических, геохимических и геодинамических условий глаукофанового метаморфизма, упомянутые точки зрения едины в одном — в признании его тесной связи либо с формациями изверженных пород мафического (меланократового) ряда (океаническими, троговыми, эвгеосинклинальными), либо с осадочными формациями, накапливавшимися в энсиматических условиях, а в конечном счете — в утверждении обязательной связи глаукофансланцевых комплексов с офиолитами. Идея существования такой связи приобрела почти характер аксиомы, что нашло отражение во многих обобщающих работах петрологического и тектонического характера.

Сводки по ряду крупных регионов [3, 10] показывают, что в большинстве случаев глаукофансланцевые комплексы — это действительно формации мафического ряда, ассоциирующие с офиолитами, или же формации возможного энсиматического происхождения. Однако для выяснения тектонической обстановки и в конечном счете природы глаукофанового метаморфизма чрезвычайно важен тот факт, что, оказывается, имеется и немалое количество случаев, когда этот метаморфизм наложился на формации совсем иного ряда, связанные с корой континентального или субконтинентального (переходного) типа или же представляющие собой непосредственно ее нижние сильно метаморфизованные части. Прийти к такому заключению автора первоначально заставило изучение Карибского региона [13, 14]. Анализ литературных данных по другим областям показал, что речь может идти о достаточно распространенном явлении.

ПРИМЕРЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ГЛАУКОФАНОВОГО МЕТАМОРФИЗМА В КОРЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО И СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПА

На *острове Куба* установлены многочисленные выходы метаморфитов глаукофансланцевого типа, принадлежащих разным литологическим формациям [13, 15]. Наиболее значительный из них составляет горный массив Эскамбрай. Это большое тектоническое окно в виде двух куполовидных антиформ, наложенных на преимущественно дометаморфические шарьяжи и чешуи [15]. Намечается следующая восходящая последовательность из трех комплексов шарьяжей, в пределах каждого из которых наряду с разрывными границами между толщами имеются или предполагаются и стратиграфические границы. 1. Зрелые кварцевые, обычно графитистые метапсаммиты и метапелиты с небольшими по объему залежами метабазитов, редкими прослоями мраморов и окремненных ракушняков; возраст этой толщи по аналогии с литологически сходными отложениями Западной Кубы юрский досреднеоксфордский. Темные, часто битуминозные и с прослоями метакремней мраморы; в них обнаружены аммониты среднего оксфорда и титона. Метапелиты, слюдистокарбонатные и кремнистые сланцы, светлые мраморы с прослоями конгломерато-брекчий, возраст предположительно меловой. 2. Слюдистокарбонатные, обычно графитистые сланцы и сильносланцеватые мраморы в частом, порой флишоидном переслаивании, прослой метатерригенных сланцев. Возраст толщи предположительно верхнеюрский. (Тектонический характер ее контактов с нижним комплексом впервые отмечен Г. Е. Некрасовым и С. Д. Соколовым.) Метатерригенные сланцы, литоло-

гически и, очевидно, по возрасту аналогичные таковым из комплекса 1, редкие линзы метабазитов и прослои карбонатных пород. 3. Метабазиты с прослоями метасилицитов (свита Яябо); возраст, по-видимому, юрский.

Помимо указанных метабазитов в Эскамбрае известна также существенно метавулканогенная с прослоями мраморов свита Ягуанабо, структурное положение и возраст которой еще не установлены. Кроме того, в виде небольших линзовидных тел и чешуй в разных частях эскамбрайского разреза (но преимущественно на крыльях антиформ, т. е. в структурно верхней позиции) известны серпентиниты, с которыми иногда ассоциируют метадиабазы и метабазалты. Объем всех этих магматических пород составляет до 25% эскамбрайского разреза.

Если наши суждения о возрасте пород в разных комплексах верны, следует считать, что в структуре Эскамбрая тектонически совмещены толщи, формировавшиеся в разных обстановках. Доминируют миогеосинклинальные отложения, среди которых выделяются шельфовые (комплекс 1) и более глубоководные (формировавшиеся на континентальном склоне?) флишоидные толщи (комплекс 2). Появление среди них базитов, по-видимому, связано с локальными растяжениями в юрское время. Что касается свиты Яябо и фрагментов офиолитов, то они могут представлять образования прогиба с корой океанического типа [13, 15].

Метаморфическая зональность в Эскамбрае обратна по отношению к структуре куполов: при движении от их центра к периферии появляются все более высокотемпературные породы. Критические минеральные ассоциации, свидетельствующие об эклогит-глаукофаном типе метаморфизма, во внутренних частях куполов включают лавсонит и глаукофан, а на их крыльях — гранат в ассоциации с глаукофаном и роговую обманку в ассоциации с белой слюдой, гранатом, альбитом и эпидот-клиноцоизитом. Здесь же локализованы и эклогиты. При этом минералы группы глаукофана встречаются, хотя и в разном количестве, как в метабазитах, так и в силикатно-карбонатных породах, метапсаммитах, метасилицитах [15]. Повсеместное развитие кристаллизационной сланцеватости, параллельной осевым поверхностям изоклинальных складок, композиционной полосчатости, иногда минеральной линейности указывает на в целом синкинематический характер метаморфизма.

Обрамляющие Эскамбрай аллохтонные массы в нижней своей части в основном представлены высокотемпературными апопорфиритовыми амфиболитами низкого — умеренного давления, возраст протолита которых, по-видимому, юра — неоком, хотя полностью не исключен и палеозой. Эти породы, обильно интродуцированные меловыми плагиигранитоидами, в этой части Кубы подстилают меловой осадочно-вулканогенный комплекс островодужного типа. Близ контакта с толщами Эскамбрая амфиболиты преобразованы в высокобарические гранат-цоизитовые разновидности.

Такой же, как в Эскамбрае, метаморфический комплекс с глаукофансодержащими породами выступает в поясе Кангре Западной Кубы. Метабазиты, по крайней мере частично имеющие щелочной характер, составляют лишь первые проценты его объема, доминируют же карбонатные и метатерригенные породы.

В стратиграфо-литологическом отношении осадочные толщи Эскамбрая и пояса Кангре коррелируются с неметаморфизованными отложениями юры и мела зоны Гуанигуанико Западной Кубы. Эти отложения непосредственно соприкасаются с метаморфитами пояса Кангре. Их изучение показало [15], что юрский прогиб закладывался на континентальной коре. Вплоть до оксфорда осадконакопление происходило в континентальных и прибрежно-морских условиях. Позже бассейн стал более глубоким, но вплоть до эоцена — начала орогенного этапа — развитие шло по миогеосинклинальному пути. Сказанное о типе фундамента мезозойских миогеосинклинальных толщ зоны Гуанигуанико, очевидно, в целом справедливо по отношению к поясу Кангре и массиву Эскамбрай, поскольку в нижних комплексах основной литологический фон здесь такой же. Вместе с тем присутствие среди осадочных толщ юры некоторого

количества основных магматитов может указывать на меньшую мощность континентальной коры, ее переходный характер. На континентальный тип коры под Эскамбраем указывают и геофизические данные [см. 13].

Юрско-меловая метаморфическая группа *Каракас Венесуэлы* во многих отношениях сходна с толщами Эскамбрия и Кангре Кубы, и вполне возможно, что их терригенный материал поступал из одного источника— южноамериканского кратона [15]. Породы группы также слагают структуры антиформного типа и перекрыты метабазами аллохтона Вильяде-Кура. В своих основных выходах, приуроченных к Береговому хребту, группа сложена метатерригенными и карбонатными, часто графитсодержащими породами. Многие авторы [13] указывают на зрелый кварцевый характер исходного обломочного материала; иногда отмечаются горизонты метааркозов. Метабазиты имеют резко подчиненное значение. Это редкие линзы апобазальтовых эклогитов [31], парагонитроговообманковые сланцы, гранатовые амфиболиты и эклогиты, переслаивающиеся с кварц-графитовыми сланцами и мраморами в составе свиты Ла-Ринконада на о. Маргарита [28].

Накопление отложений группы *Каракас*, по мнению ее исследователей, происходило на шельфе. Южнее *Каракаса* обнажается и ее фундамент, представленный раннепалеозойскими гранитоидными. Выступающие здесь базальные слои юры сложены метаморфизованными кварцевыми песчаниками, конгломератами и рифогенными известняками, т. е. несомненно мелководными энциалическими отложениями.

На Урале привлекает внимание рифейский максютовский комплекс. Метабазиты и серпентинизированные гипербазиты составляют лишь 25% его объема [3]. В. И. Ленных [8] недавно показал, что здесь присутствуют два комплекса пород, разделенные поверхностью надвига, и мафиты в основном принадлежат к верхнему из них (аллохтонному), тогда как глаукофановый метаморфизм проявился лишь в нижнем комплексе. Господствующие в составе последнего метатерригенные породы имеют преимущественно кварцевый и аркозовый состав, причем в состав аркозов входят обломки дистена и калишпата [3, 8]. Глаукофан приурочен к прослоям, интерпретируемым как метатраувакковые. Редкие в нижнем комплексе мафические образования представлены линзами гипербазитов, маркирующих зоны повышенных деформаций и разрывов, и телами эклогитов, сформировавшихся, по мнению В. И. Ленных, за счет даек базальтоидов. Часть последних по химическому составу близка к траппам [8]. Такой состав нижнего комплекса свидетельствует о формировании на континентальной, хотя, возможно, и утоненной коре. Отметим, что Н. Л. Добрецов [4] отнес весь максютовский комплекс к шельфовым образованиям.

Сходный с нижнемаксютовским комплексом литологический состав имеет рифей-нижнекембрийская няровейская свита Полярного Урала [2, 5]. В нижней части ее разреза доминируют аркозовые метапсаммиты и метапелиты, выше появляются метавулканы среднего и кислого состава, а также щелочные метабазациты. Очень важно то, что имеются признаки трансгрессивного залегания свиты на высокотемпературных метаморфитах ядра Харбейского антиклинория на его западном крыле: местами здесь сохранились базальные конгломераты [2]. Офиолиты в этом районе отсутствуют, их выходы находятся к востоку от названного антиклинория. Имевшая явно синкинематический характер глаукофановая минерализация приурочена к очень узким зонам интенсивных дислокаций, развитым в няровейской свите близ надвигов, обычно отделяющих свиту от древнего основания, а местами и в принадвиговой части самого основания [5].

Глаукофансодержащие породы на *Северном Кавказе* обнаружены лишь в составе сиалической эпиконтинентальной чегемской серии рифея Бечасынской зоны [1], сложенной в основном апопсаммитовыми кварцитами и альбитизированными метапелитовыми слюдяными сланцами. Распространение глаукофана (субглаукофана?) контролируется повер-

ностью Шаукольского тектонического покрова. Аллохтон сложен лейкократовыми альбитовыми сланцами, а глаукофан приурочен к расположенным у надвиговой поверхности редким пластам амфиболитов, где ассоциирует с эпидотом и белой слюдой. В других местах, но в той же тектонической позиции, Na-амфибол развит в мезократовых породах, где замещает биотит и роговую обманку. Его кристаллизация происходила определенно позже метасоматической альбитизации. Какие-либо проявления офиолитов в чегемской серии отсутствуют.

В качестве примеров проявления доальпийского глаукофанового метаморфизма в сиалических эпиконтинентальных комплексах могут быть названы также макбальская серия Северного Тянь-Шаня и гнейсовый комплекс «бластомилонитового грабена» Иберийского массива.

В Западных Альпах вызывает особый интерес проявление этого метаморфизма в верхних структурных элементах данного района — покровах Сезиа-Ланцо и Ден-Бланш [17, 18] (рис. 1). Метаморфизм нало-

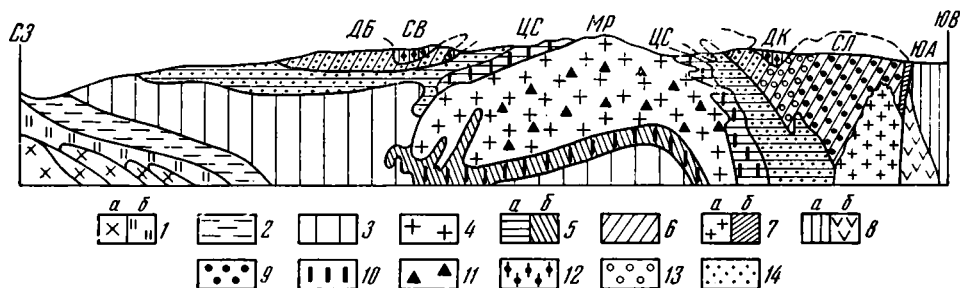


Рис. 1. Разрез Западных Альп через массив Гран-Парадизо, по Р. Компаньони и др. [17]. Протяженность разреза около 100 км

1 — фундамент (а) и чехол (б) Гельветской зоны; 2 — Суббриансонская зона; 3 — зона Бернард-Бриансон; 4 — покров Монте-Роза (МР) — Гран-Парадизо; 5 — Пьемонтская зона (а) и офиолиты синклинали Антропа (б); 6 — зона Сезиа-Ланцо (СЛ); 7 — постметаморфические магматические породы: сиенит-монциты (а); трахиандезиты (б); 8 (а) — Южные Альпы (ЮА) и верхний элемент Австроальпийской зоны — «Вторая диорит-кинцитговая зона» (ДК) и серия Вальпелин (СВ); 8 (б) — тектонические клинья субконтинентальной верхней мантии; 9—13 — минеральные ассоциации раннеальпийского возраста во внутренних зонах пересечения: 9 — эглогитовая в континентальной коре зоны Сезиа-Ланцо, 10 — эглогитовая в метаофиолитах покрова Церматт-Сасс (ЦС), 11 — эглогитовая в метабазитовых телах покрова Монте-Роза — Гран-Парадизо, 12 — кианит-хлоритид-глаукофан-гранатовая в породах сиалического верхнего элемента, 13 — глаукофансодержащая, но без жадеита (промежуточная между 9 и 14); 14 — низкотемпературная железосланцевая. В пределах зоны Бернард-Бриансон ассоциации не показаны. ДБ — покров Ден-Бланш

жился в конце мела на глубокометаморфизованный палеозойский австроальпийский комплекс, представленный метагранитоидами, кинцитгами, очковыми гнейсами, парасланцами лейкократового состава и гранулитами с прослоями амфиболитов и мраморов. Альпийский осадочный чехол сохранился лишь локально в покрове Ден-Бланш, где представлен заметно слабее метаморфизованными эпиконтинентальными терригенными, карбонатными (в основном доломиты) отложениями перми и триаса и более разнообразными пелагическими толщами юры и мела. Важно отметить, что аналогичный состав как фундамента, так и чехла имеет расположенная непосредственно к юго-востоку от покрова Сезиа-Ланцо Южно-Альпийская зона, что и позволяет объединять их в единый австроальпийский комплекс. Глаукофановый альпийский метаморфизм в Южно-Альпийской зоне, однако, не проявился. Подчеркнем и то, что ни в пределах упомянутых покровов, ни на их границе с Южно-Альпийской зоной (у разлома Канавезе) нет офиолитов.

В породах указанных покровов описаны такие наложенные минеральные ассоциации, как жадеит + гранат + кварц, кварц + фенгит + гранат ± глаукофан ± пироксен ± цоизит ± парагонит и др.

Подвергшиеся альпийскому глаукофановому метаморфизму метаморфические комплексы домезозойского континентального фундамента из-

вестны и в других тектонических зонах Западных Альп. К ним относятся «внутренние» кристаллические массивы Монте-Роза, Гран-Парадиз и Дора-Майра, составляющие основание внешней северо-западной части Пьемонтской зоны. В кварцитах и глиноземистых кристаллических сланцах здесь присутствуют наложенные глаукофан, хлоритоид и гранат, ассоциации эклозитового типа [22]. Состав верхней части альпийского чехла над упомянутыми массивами (значительная по мощности толща меловых «блестящих» сланцев с прослоями базитов), вероятно, свидетельствует об утоненном, субконтинентальном типе коры. Восточнее, во внутренней части Пьемонтской зоны, кора в юрско-меловое время, очевидно, была океанического типа, на что указывают офиолиты Церматт. Вместе с тем в северо-западном направлении субконтинентальная кора этой зоны сменяется нормальной континентальной корой зоны Бриансон, или среднепеннинской, где также проявился глаукофановый метаморфизм.

Кристаллический фундамент зоны Бриансон слагают варисские высокотемпературные гнейсы и сланцы и прорывающие их гранитоиды, по которым сформировались альпийские глаукофаниты и глаукофан-слюдяные сланцы с жадеитовым пироксеном и хлоритоидом [20]. Чехол зоны начинается с верхнепалеозойско-скифской молассы, представленной пелитами и аркозовыми псаммитами с угленосными прослоями и субсеквентными вулканами. Выше лежат известняки, доломиты и мергели триас-палеоценового возраста, составляющие альпийский многогеосинклинальный комплекс. Все эти породы дислоцированы и метаморфизованы. При этом обломочный и магматический мусковит верхнепалеозойских пород замещается фенгитом, биотит — хлоритом, а Са-плагиоклаз — лавсонитом, альбитом или пумпеллиитом. В карбонатных породах мезозоя появляются Na-амфиболы, фенгит, зеленый биотит, стильпномелан, эпидот, а в железистых сланцах — кроссит-рибекит, магнетит и эгирин [20].

В *Калабрии* (южная Италия) глаукофановый метаморфизм отмечен во многих тектонических покровах, нагромождение которых определяет структуру региона. Считается, что верхний комплекс покровов в своем происхождении связан с Альпами, тогда как нижний принадлежит к собственно апеннинской системе [21]. Покровные единицы отличаются по *PT*-условиям метаморфизма.

Наиболее высокое положение в верхнем комплексе занимает так называемая диорит-кинцитговая единица мощностью до 500 м. Ее состав (в основном варисские кинциты, кварц-диоритовые гнейсы и интрузивные тоналиты) очень близок таковому одноименной единицы покрова Сезиа-Ланцо в Альпах. Альпийский метаморфизм произошел в конце мела — раннем палеоцене; по мнению итальянских геологов [21], он фиксируется только в основании покрова, где появляются лавсонит и фенгит. Диорит-кинцитговая единица местами налегает на единицу Кастанья, также сложенную домезозойскими гнейсами, кристаллическими сланцами и гранитоидами. В основании этой единицы установлены лавсонит, голубой амфибол, фенгитизация мусковита.

Глаукофановый метаморфизм отмечен и в нижних частях некоторых покровов, залегающих в верхнем комплексе ниже названных единиц. Эти покровы (Диаманте-Терранова, Джимильяно), однако, сложены офиолитами и связанными с ними осадочными породами. Вместе с тем глаукофан в ассоциации со стильпномеланом, альбитом и эпидотом присутствует в самом верхнем покрове апеннинского комплекса — единице Вербикаро, сложенной эвапоритами и доломитами верхнего триаса, кремнистыми известняками юры и мела и карбонатными брекчиями и известняками палеоген-аквитанского возраста. Малая мощность, большой стратиграфический диапазон и литологический состав позволяют рассматривать данную единицу как часть карбонатной «платформы» Кампанья-Луканья. К этой же палеоструктуре относят залегающую ниже триас-миоценовую единицу Кампотенсе-Сеграро. Филлиты, кварциты и кристаллические известняки последней, судя по характеру белой калие-

вой слюды, являются продуктом низкотемпературного метаморфизма при высоких или повышенных давлениях [21]. Отметим, что ни в пределах названной единицы, ни на ее границе с единицей Вербикаро нет пород базитового или гипербазитового состава.

Эллиниды являются областью, где проявления глаукофанового метаморфизма фиксируются в основном в энсиалических сериях пород. Во внешней зоне Эллинид этим типом метаморфизма, проявившимся в конце олигоцена — начале миоцена, характеризуются два нижних покровных комплекса, выделяемые под названиями серии Платтенкальк и филлит-кварцитовой серии [26, 27, 32 и др.]. Первая из них сложена преимущественно доломитами и известняками перми — нижнего триаса и плитчатыми известняками с прослоями кремней юры — эоцена. Между скифскими и норийскими отложениями отмечаются перерыв, появление бокситов. Разрез серии завершается терригенным, с отдельными прослоями неритовых известняков, флишем олигоценового возраста. На Крите разрез этого типа тектонически перекрыт филлит-кварцитовой серией, сложенной метаморфизованными пелитами, псаммитами, конгломератами, известняками, гипсами, среди которых известны залежи щелочных базальтов и андезитов. По крайней мере часть этих мелководных пород имеет пермо-триасовый возраст.

Выше олигоценового метафлиша или филлит-кварцитовой серии на Пелопоннесе и Крите лежит покровный комплекс Триполисской зоны, включающий неметаморфизованные отложения от верхней палеозоя и триаса до палеоцена. Пермь и нижний триас здесь — это известняки и глинистые сланцы с прослоями вулканитов андезитового состава. Далее вплоть до эоцена следуют мелководные известняки с горизонтами бокситов, а палеоцен представлен терригенным флишем, в самой своей верхней части — олистостромами. Выше по структурному разрезу располагаются триас-палеогеновые пелагические осадки и флиш Пиндской зоны. Колонна шарьяжей рассматриваемой области завершается сложнопостроенным покровным комплексом, в состав которого в качестве важного компонента входят офиолиты юры — нижнего мела, часто тектонически подстилающиеся пластинами метаморфических пород с домеловыми К — Аг-датировками (рис. 2).

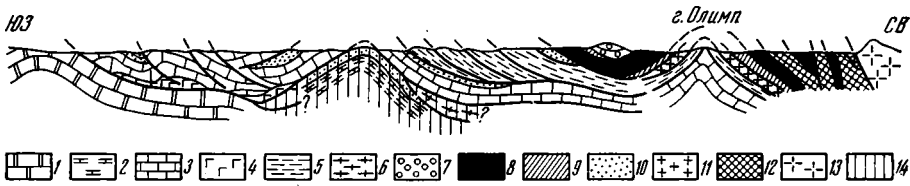


Рис. 2. Схематический разрез через Эллиниды континентальной Греции, по [25] с изменениями по данным [26, 27]. Масштаб не выдержан
 1 — Предапулийская серия, 2 — серия Платтенкальк, 3 — Триполисская зона, 4 — эвапориты, 5 — зона Пиндос, 6 — филлит-кварцитовая серия, 7 — моласса, 8 — офиолиты, 9 — верхнемеловые известняки, 10 — флиш, 11 — домезозойские метаморфические породы, 12 — пермско-юрские отложения Вардарской зоны, 13 — Сербо-Македонский массив; 14 — проявления глаукофанового метаморфизма во Внешних Эллинидах

Палинспастическая развертка покровов приводит к выводу о постепенном углублении мезозойского бассейна с юго-запада на северо-восток (от нижних к верхним комплексам) с постепенным переходом от области субплатформенного развития к Пиндской зоне некомпенсированного прогибания на утоненной континентальной коре. Далее располагался или прогиб с океанической корой или, что более вероятно, энсиалическая субплатформенная Пелагонийская зона, тогда как офиолиты скорее всего происходят из расположенной восточнее Вардарской зоны. В любом случае установлено, что та часть Внешних Эллинид, отложения которой испытали глаукофановый метаморфизм, никогда не соседствовала непосредственно с океаническим бассейном. И наоборот, более близкие к

последнему отложения Пиндской зоны не подверглись этому метаморфизму.

Глаукофановый метаморфизм происходил в синкинематических условиях и сопровождался формированием минеральной линейности, сланцеватости и изоклинальных складок. Глаукофан описан в филлитах Пелопоннеса, где он равновесен с альмандином, парагонитом, рутилом и эпидотом. В филлитах Крита описана ассоциация кварц + белая слюда + хлоритоид + лавсонит, а в метабазах глаукофан + лавсонит + пумпеллит.

Очень сходные энсиалические метаморфические комплексы описаны в Центральных Эллинидах — в Аттике, архипелаге Киклады. Здесь на о. Иос, выявлены и выходы их каледонского континентального фундамента, который также испытал глаукофановый метаморфизм альпийского возраста.

В пределах *Бетских Кордильер Испании* глаукофановый метаморфизм проявился во внутренней, собственно Бетской зоне, главным образом в нижнем покровном комплексе Невадо-Филабрид, который выступает из-под покровов комплексов Альпухаррид и Малагид [12, 23]. В состав Невадо-Филабрид входят толщи слюдяных сланцев, гнейсов и кварцитов, по стратиграфическому положению относимых к нижнему палеозою и составляющих, вероятно, доварисский метаморфический фундамент. Силур, девон и карбон представлены графитистыми филлитами, в меньшей мере кварцитами, метаконгломератами, метаграувакками и мраморами. В допермское время они испытали метаморфизм в низкобарических условиях. Наиболее широко распространены отложения перми и нижнего триаса. Это филлиты, кварциты и метаконгломераты, залегающие на более древних породах с несогласием; их состав указывает на накопление в мелководных и частью, возможно, континентальных условиях [23]. Среди этих пород встречаются щелочные ортогнейсы, интерпретируемые как субселектные метавулканы. Средний и верхний триас и местами предполгаемая юра в Невадо-Филабридах — это перекристаллизованные известняки, доломиты, иногда и гипсы с прослоями метапелитов и метапсаммитов. Здесь наблюдаются редкие дайки и залежи метабазитов, петрохимически отвечающие щелочным континентальным базальтам, и еще более редкие тектонические линзы серпентинитов [23 и др.].

Можно сделать вывод, что в варисском основании Невадо-Филабрид выделяются миогеосинклинальные отложения силура — карбона, молассы перми — нижнего триаса, тогда как альпийский комплекс представлен субплатформенными отложениями среднего триаса — юры. Появление метабазитов указывает на растяжение в начале альпийской эпохи.

Альпухарриды по своему строению очень сходны с Невадо-Филабридами; главное отличие от последних состоит в исключительно карбонатном составе триаса. В Малагидах маломощные терригенно-карбонатные гипсоносные пермо-триасовые отложения, несогласно залегающие на терригенном среднем и верхнем палеозое, перекрываются оолитовыми и обломочными известняками юры и мела, на которых несогласно расположены также мелководные карбонатные отложения эоцена (и олигоцен?).

Как можно видеть, до юры включительно вся Бетская зона развивалась как типично эпиконтинентальная миогеосинклинальная область. Отложения моложе юрских в значительной части зоны отсутствуют, что затрудняет анализ ее позднеальпийской истории. Судя, однако, по составу меловых отложений в Малагидах, во внешней зоне Бетских Кордильер и по очень ограниченному распространению серпентинитов (только в Невадо-Филабридах), прогиба с корой океанического типа здесь в мелу не возникло.

Судя по изотопным датировкам возраста, альпийский метаморфизм начал проявляться в породах Невадо-Филабрид уже с конца позднего мела. Он в целом был синкинематическим и полифаціальным: сначала происходил в условиях высоких давлений и низких температур, далее при

тех же давления температура повысилась, а затем оба параметра стали низкими. На интересующем нас первом этапе в пелитовых породах возникла минеральная ассоциация белая слюда+хлоритонд+кианит+глаукофан, а в метабазитах — глаукофан+эпидот+парагонит [12, 23].

Объем статьи не позволяет сколько-нибудь подробно остановиться на составе и тектоническом положении других энсиалических глаукофансланцевых комплексов. Отметим лишь, что, как и те комплексы, которые упоминались выше, они встречаются в тектонических ситуациях двоякого рода. В одних случаях они перекрыты (или, как можно предполагать, были перекрыты) аллохтонными массами мафического типа, в том числе и офиолитами. Такая ситуация помимо Кубы и Венесуэлы отмечается в Омане, Папуа — Новой Гвинее, Гималаях, на Корсике. Пример Корсики интересен тем, что здесь энсиалический комплекс включает как существенно гранитный ранневарисский фундамент, так и молассовый и субплатформенный чехлы [29 и др.]. Граниты во время альпийского глаукофанового метаморфизма подверглись разгнейсованию. Сходное структурно-метаморфическое преобразование испытало и основание офиолитового аллохтона. В других случаях энсиалические глаукофансланцевые комплексы перекрыты (или, по-видимому, были перекрыты) аллохтонами энсиалического же типа. К этой группе относятся упомянутые выше комплексы Урала, Кавказа, Бетских Кордильер, Внешних Эллинид, Сезиа-Ланцо и Ден-Бланш в Альпах; сюда же можно добавить глаукофановые сланцы Иберийского массива, Аттики — Киклад и досенонский комплекс Новой Каледонии. Последний из них часто упоминается в качестве энсиматического и «приофиолитового», однако, как видно из материалов Б. Геранже и др. [24], это несомненно эпиконтинентальная прибрежно-морская формация молассового типа с ракушняками, углями и кислыми туфами. На западе она тектонически контактирует с близкими по возрасту и составу, но не метаморфизованными «фациями Западного берега» и, вероятно, раньше была перекрыта ими. Известные же на Новой Каледонии большие офиолитовые массивы были надвинуты много позже метаморфизма данной формации — после эоцена.

ОБСУЖДЕНИЕ

Из приведенных материалов видно, что широко распространенное представление об исключительно энсиматическом характере глаукофансланцевых комплексов и их обязательной связи с офиолитами нуждается в пересмотре. Как видно, эти комплексы могут быть многоэпиклиналильными или субмиоэпиклиналильными и нести во многих случаях признаки накопления в условиях шельфа или континентального склона. Они могут представлять собой сформировавшиеся в предыдущую тектоническую эпоху метаморфические толщи разного, в том числе существенно сиалического состава, гранитоиды и молассы. В некоторых случаях это даже молассы (ранние) той же тектонической эпохи, что и метаморфизм. Если учесть, что формационный состав испытанных глаукофановый метаморфизм комплексов мафического эвгеосинклиналиного, симатического и энсиматического типа также весьма разнообразен (граувакковые, терригенно-вулканогенные (островодужные), кремнисто-базальтовые, гипербазит-габбро-базальтовые («океанические») и другие формации) [3, 15], то становится очевидным, что в этот метаморфизм вовлекаются, хотя и с разной частотой, все типы формаций подвижных поясов. Отметим, что достоверные аналоги толщ глубоководных желобов среди них, по-видимому, редки. Так, отложения зон Сангун и Санбагава в Японии, после работ А. Миасиро считающиеся классическими примерами таких образований в парном метаморфическом поясе, по данным Т. Кимуры [6] и других авторов, представляют собой энсиалические шельфовые осадки.

Данные о проявлении глаукофанового метаморфизма в континентальной коре при порой полном отсутствии базит-ультрабазитового магматизма не согласуются с концепцией обусловленности этого метаморфиз-

ма только натровым метасоматозом, парагенетически связанным с таким магматизмом в неких специфических подвижных поясах фемического типа. Следовательно, необходимым условием глаукофанового метаморфизма является высокое давление. По поводу природы последнего, однако, нет единого мнения. Иногда его источник видят в стрессе («тектоническом сверхдавлении»), реализуемом в зонах надвигов. Однако многие горные породы, в первую очередь глинистые, карбонатные и кремнистые, имеют низкие прочностные свойства и легко деформируются, релаксируя стресс. В ряде же случаев отсутствуют сами признаки стрессовых нагрузок в породах, испытавших глаукофановый метаморфизм [3]. Вместе с тем частые случаи проявления этого метаморфизма в очень узких принадвиговых зонах (Урал, Кавказ, Калабрия и др.) снова заставляют нас думать о стрессе. Однако если он и приводит к глаукофановому метаморфизму, то, по-видимому, лишь при значительной литостатической нагрузке, причем, возможно, играет главным образом роль катализатора твердофазовых реакций, поскольку создает условия сдвига и измельчения породы [19]. При возникновении же глубинных надвигов в прочных дегидратированных кристаллических породах стресс, по-видимому, может приводить непосредственно к локальному повышению давления в зоне разлома.

Значительное флюидное «автоклавное» давление, вероятно, может возникнуть лишь при отсутствии в породах развитой сланцеватости, существование которой делает систему открытой и способствует быстрому удалению флюидов. Такие условия, как отметил Н. Л. Добрецов [4], могли существовать, например, во францисканском комплексе Калифорнии. Однако значительная часть глаукофансланцевых комплексов, в том числе и те, о которых говорилось выше, несет следы одновременной с метаморфизмом сильной деформации, прежде всего совершенную сланцеватость. Кроме того, в случае преобразования в глаукофановые сланцы высокотемпературных кристаллических пород процесс вообще идет не с выделением воды, необходимой для создания флюидного давления, а с ее поглощением.

Таким образом, давление при глаукофановом метаморфизме, по-видимому, должно быть прежде всего литостатическим, хотя часто и меньшим, чем это обычно предполагается, поскольку может допускаться дополнительный вклад флюидного давления, дополнительное или акцелерирующее действие стресса. Но даже если литостатическое давление не столь велико, как это обычно предполагают, совершенно ясно, что структурная и тем более стратиграфическая мощность самих глаукофансланцевых комплексов недостаточна для создания этого давления. Это особенно очевидно, если иметь в виду упоминавшиеся альпийские комплексы Эллинид, Кубы, Западных Альп и др., где эрозия могла удалить материал мощностью не более первых километров. Отсюда неизбежен вывод о том, что литостатическая нагрузка могла быть создана лишь «аллохтонным» способом — за счет глубинного надвижения или поддвижения. Геологические данные не противоречат этому выводу. Глаукофансланцевые комплексы всегда приурочены к тем частям подвижных поясов, где наиболее значительны надвиги и шарьяжи и имеются признаки глубинных латеральных перемещений. А в некоторых случаях (Восточные Альпы, Куба, Папуа — Новая Гвинея, Гималаи) мощность аллохтонных масс, сейчас находящихся над глаукофановыми сланцами, приближается к значениям, необходимым для создания давления >5 кбар.

Концепция тектоники плит весьма логично, особенно с физической точки зрения, связывает глаукофановый метаморфизм с предполагаемым процессом быстрой субдукции океанической коры в зонах Беньофа. Однако данные о многочисленных проявлениях этого метаморфизма в коре континентального типа ограничивают применение данной гипотезы. Дело не только в том, что необходимо принять быстрое погружение по зонам Беньофа значительных масс «плавучей» континентальной коры. Некоторые геофизики считают, что такое погружение возможно и свя-

зано с затаскиванием этой коры в зону Беньофа в результате субдукции располагавшейся впереди океанической части некой единой литосферной плиты. Однако должны иметься геологические доказательства былого существования этой океанической структуры: фрагменты офиолитов и (или) пелагических осадков в области шва, остающегося после закрытия океанического бассейна, и какие-то палеогеографические свидетельства. Вместе с тем такого рода данных иногда определенно не хватает. Офиолитов или экзотических пелагических осадков нет структурно выше (а иногда и ниже) глаукофановых сланцев на Северном Кавказе, в западном крыле Харбейского антиклинория Урала, в зонах Сезиа-Ланцо и Бриансонской в Альпах, во Внешних Эллинидах и др. В соответствующих поясах Новой Каледонии и Бетских Кордильер известны лишь маломощные линзы серпентинитов, выделение по которым эпиокеанических сутур весьма проблематично. Нет и палеогеографических оснований считать, что какой-то океанический прогиб отделял няровейскую свиту от гнейсов Харбейского антиклинория, разъединял разные части единой чегемской серии Кавказа, отделял Невадо-Филабриды Бетских Кордильер от Альпхаррида, ионическую зону Внешних Эллинид от Триполисской зоны, а зону Сезиа-Ланцо — от Южно-Альпийской зоны. Отметим также, что упомянутые энсиалические глаукофансланцевые пояса и районы не сопровождаются зонами андезитового вулканизма и гранитообразования, которые теоретически должны развиваться над зонами субдукции.

Можно сделать вывод, что в этих случаях глаукофановый метаморфизм, происходивший полностью в континентальной коре, не был обусловлен субдукцией океанической коры. Он, очевидно, происходил в обстановке тектонического утолщения коры континентального типа, когда одни ее значительные по мощности части надвигались на другие. В концепции тектоники плит такая обстановка приписывается континентальной коллизии.

Другая тектоническая обстановка была, по-видимому, при формировании энсиалических эклогит-глаукофансланцевых толщ Эскамбрия на Кубе. Состав и последовательность покровных комплексов позволяют предполагать, что здесь в конце юры и в мелу существовали край континента, бассейн с корой океанического типа и вулканическая дуга. (Выделение названного бассейна здесь, конечно, наиболее проблематично.) Время окончания глаукофанового метаморфизма и вулканической деятельности в дуге приблизительно совпадают, очень близки и К—Аг-датировки глаукофановых сланцев и амфиболитов низкого — умеренного давления в основании дуги [15]. Следовательно, метаморфизм мог быть связан с субдукцией океанической коры, увлекшей за собой часть континентальных масс. Такая же геодинамическая интерпретация (разумеется, гипотетическая и имеющая альтернативу в виде активного глубинного надвигания мафических масс, или активной обдукции) возможна по отношению к энсиалическому глаукофансланцевому поясу Венесуэлы, массивам Пьемонтской зоны Альп и др.

Таким образом, на уровне современных знаний можно считать, что глаукофановый метаморфизм осуществляется при глубинном надвигании, не связанном с субдукцией, и может развиваться при субдукции, если последняя действительно происходит. Отсюда следует, что присутствие глаукофановых сланцев еще не доказывает факта палеосубдукции, глаукофансланцевые пояса не всегда маркируют ископаемые зоны Беньофа.

Проблема механизма геологически быстрого извлечения глаукофансланцевых толщ на поверхность остается едва ли не ключевой во всем комплексе вопросов, связанных с глаукофановым метаморфизмом. Обсуждая эту проблему, следует принять во внимание следующие факты. Лишь в немногих случаях аллохтоны, сейчас перекрывающие эти толщи, действительно имеют мощность ≥ 15 км. Обычно их мощность заметно меньше, что далеко не всегда может быть связано с молодой эрозией. В ряде же районов (Западные Альпы, Калабрия) испытавшие глаукофановый метаморфизм породы увенчают колонну шарьяжей. Зону глу-

бинного надвига или поддвига в ее первоначальном виде удастся наблюдать весьма редко (Куба, Полярный Урал? Корсика?). Здесь тектонически совмещенные комплексы несут следы совместных деформаций и метаморфизма. Наложение метаморфической зональности при глаукофановом метаморфизме на покровно-складчатую структуру (Новая Каледония, Куба, возможно, пояс Санбагава в Японии) также наблюдается намного реже, чем нарушение этой зональности надвигами, существование покровов с автономным, «транспортированным» метаморфизмом.

Такие очень часто нарушенные соотношения глаукофансланцевых толщ с их обрамлением, характерная для многих из них внутренняя шарьяжно-чешуйчатая структура с преобладанием постметаморфических разрывов, частая ассоциация с меланжем и олистостромами указывают на то, что данные толщ претерпели значительное латеральное перемещение и удалены из той области, где происходил метаморфизм. Тектоническая транспортировка по надвигам или в виде выжимаемых пластин, по-видимому, является главным механизмом быстрого вывода глаукофановых сланцев к поверхности. При выжимании материала нет необходимости в подъеме и размыве аллохтонной покрывки. Такой механизм представляется единственно возможным в том случае, когда метаморфизму подвергаются породы океанической коры под менее плотными массивами островной дуги или континента: плотность первых после метаморфизма только возрастает, и они должны оставаться внизу. Но в том случае когда нижний комплекс сложен менее плотным энсиалическим материалом, а верхний — более плотными мафическими массивами, то после прекращения процесса глубинного надвигания или поддвигания расчешуенный и частично выжатый кверху энсиалический материал начнет быстро изостатически подниматься, образуя тектонические окна антиформного типа. Именно так выглядят мегаструктуры глаукофансланцевых толщ в Эскамбрае на Кубе и в Береговом хребте Венесуэлы. Таким образом, механизм вывода глаукофановых сланцев на верхние структурные уровни может, по-видимому, представлять собой как сложные движения по системам надвигов, так и их сочетание с изостатическим всплыванием.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Если представления о важном вкладе литостатической нагрузки в создание высоких давлений при глаукофановом метаморфизме верны (а кажется, что это так), то неизбежен вывод о том, что этот метаморфизм возникает вследствие достаточно глубинных латеральных движений в земной коре, приводящих к наложению одних ее значительных по мощности частей на другие. Преобразованию в условиях высокого отношения P/T при этом подвергаются все типы формаций подвижных поясов. Метаморфизованными нередко оказываются значительные фрагменты континентальной и субконтинентальной коры и связанные с ними мио- и субмиогеосинклинальные и даже молассовые формации. Это явление далеко не всегда можно связать с субдукцией. В ряде случаев глаукофановый метаморфизм определенно обусловлен быстрым надвиганием в континентальной коре. Если субдукция действительно происходит, то следует признать, что глаукофансланцевые пояса тектонически конвергентны, так как формируются в разных обстановках — в зонах субдукции и зонах глубинного надвигания при тектоническом утолщении коры континентального типа.

Литература

1. Баранов Г. И., Доля А. Н. О находке минералов группы глаукофана на Северном Кавказе.— Тез. докл. IV конф. геол. полезн. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1974, с. 78—79.
2. Бутин В. В., Панин Н. Н., Козлов П. С. Геологическая позиция глаукофанового метаморфизма пород сланцевого обрамления Харбейского антиклинория.— В кн.: Геология метаморф. комплексов, вып. VII. Свердловск, 1979, с. 92—97.

3. Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР.— Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
4. Добрецов Н. Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 235 с.
5. Кейльман Г. А., Бутин В. А. Геологические условия образования глаукофановых сланцев и эклогитов Урала.— В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала, вып. 116 (IV). Свердловск, 1975, с. 5—14.
6. Кимура Т. Древняя континентальная окраина Японии.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3.— М.: Мир, 1979, с. 169—183.
7. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
8. Ленных В. И. Эволюция докембрийских базит-гипербазитовых комплексов западного склона и главного офиолитового пояса Урала.— В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов, вып. II. Свердловск, 1981, с. 49—71.
9. Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 262 с.
10. Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977. 348 с.
11. Перчук Л. Л., Ушаков С. А. Термодинамический режим метаморфизма в областях поддвижения литосферных плит.— Вестн. МГУ. Геология, 1973, № 6, с. 20—28.
12. Рондель Х. Э., Симон О. Я. Бетские Кордильеры.— В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. Т. 1.— М.: Мир, 1977, с. 40—54.
13. Сокин М. Л. Метаморфические комплексы в структуре Карибско-Антильской дуги.— В кн.: Тектоника и геодинамика Карибского региона. М.: Наука, 1979, с. 17—49.
14. Сокин М. Л., Мильян Г. Метаморфические комплексы Пиноса, Эскамбрия и Ориенте на Кубе и их возраст.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 5, с. 48—57.
15. Сокин М. Л., Мильян Г. Геология метаморфических комплексов Кубы. М.: Наука, 1981. 219 с.
16. Эрнст У. Г. Метаморфизм и древние континентальные окраины.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979, с. 265—279.
17. Compagnoni R., Dal Piaz G. V., Hunziker J. C., Gosso G., Lombardo B., Williams P. The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust with alpine high-type — low temperature assemblages in the western Italian Alps.— In: High pressure-low temperature metamorphism of the oceanic and continental crust in the Western Alps. Torino, 1977, p. 123—176.
18. Dal Piaz G. V., Hunziker J. C., Martinotti G. La zone Sesia-Lanzo e evoluzione tettonico-metamorfico delle Alpi nordoccidentali interne.— Mem. Soc. Geol. Ital., 1972, v. II (4), p. 433—466.
19. Dandurand J., Gout R., Schott J. Experiments on phase transformations and chemical reactions of mechanically activated minerals by grinding: petrogenetic implications.— Tectonophysics, 1982, v. 83, № 3—4, p. 365—386.
20. Desmons J. Mineralogical and petrological investigations of alpine metamorphism in the internal French Western Alps.— Amer. J. Sci., 1977, v. 77, p. 1045—1066.
21. Dietrich S. D., Lorenzoni S., Scandone P., Zanettin-Lorenzone E., Di Pierro M. Contribution to the knowledge of the tectonic units of Calabria. Relations between composition of the K-white micas and metamorphic evolution.— Boll. Soc. Geol. Ital., 1976, v. 95, p. 193—217.
22. Frey M., Hunziker J. C., Frank W., Bocquet J. et al. Alpine metamorphism of the Alps.— Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 1974, v. 54, p. 247—290.
23. Gomez-Pugnaire M. T. Evolucion del metamorfismo alpino en el complejo Nevado-Filabride de la Sierra de Baza (Cordilleras Beticas, España).— Tectonophysics, 1981, v. 7, № 4, p. 5—130.
24. Guérangé B., Lozes J., Autran A. Le métamorphisme mésozoïque dans la chaîne centrale de Nouvelle-Calédonie et ses implications géodynamiques dans l'évolution de l'orogénèse Rangitata au Crétacé.— Bull. Bur. rech. géol. et minières, 1977, sec. 4, № 1, p. 53—56.
25. Jacobshagen V., Dürr St., Kockel F., Kopp K.-O., Kowalczyk G. Structure and geodynamic evolution of the Aegean region.— In: Alps, Apennines, Hellenides. Stuttgart, 1978, p. 537—564.
26. Lekkas S. Les phyllites du Peloponnese: un metaflysh ionien chevauché par la série de Gavrovo-Tripolitza (Grèce).— C. r. Acad. Sci., 1980, D 291, № 1, p. 21—24.
27. Lekkas S., Papanikolaou D. On the phyllite problem in Peloponnesus.— Annal. Geol. Hellén., 1977, v. 29, p. 395—410.
28. Maresch W. V. Eclogitic-amphibolitic rocks on Isla de Margarita, Venezuela.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1972, № 132, p. 429—437.
29. Maitauer M., Faure M., Malavielle J. Transverse lineations and large-scale structures related to Alpine obduction in Corsica.— J. Struct. Geol., 1981, v. 3, № 4, p. 401—409.
30. Miyashiro A. Metamorphism and plate convergence.— Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 1980, № 20, p. 591—605.
31. Morgan B. A. Petrology and mineralogy of eclogite and garnet amphibolite from Puerto Cabello, Venezuela.— J. Petrol., 1970, v. 11, p. 101—145.
32. Seidel E., Kreuser H., Harre W. A Late Oligocene-Early Miocene high-pressure belt in the external Hellenides.— Geol. Jb., 1982, E 23, p. 165—206.

УДК 551.24.03

СОЛОВЬЕВ В. О.

**ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФАЗЫ И ПРОБЛЕМА ПЛАНЕТАРНОЙ
ОДНОВОЗРАСТНОСТИ ТЕКТОГЕНЕЗА**

Показано многообразие процессов и явлений, обозначаемых термином «тектоническая фаза». Обосновывается необходимость выделения различных их типов и упорядочения терминологии. Анализируется возможность использования различных форм тектогенеза для его межрегиональной и глобальной корреляции. Делается вывод, что наиболее обоснованно могут сопоставляться седиментационно-палеогеографические рубежи (седиментационные фазы), которые могут быть весьма точно датированы; проявления их сравнительно легко устанавливаются в разнородных структурах, а фиксирующие их преобразования происходят в течение весьма непродолжительного времени.

Изучение тектонических фаз следует отнести к числу достаточно сложных и одному из наиболее запутанных вопросов современной геотектоники. Причина этого — как недостаточная региональная изученность соответствующих проявлений тектогенеза, так и отсутствие четкой методологической основы их выделения, а также чрезвычайная терминологическая путаница. Учение о тектонических фазах с самого начала своего оформления было связано с решением проблемы планетарной одновозрастности тектогенеза, выявлением возможности осуществлять межрегиональную и глобальную корреляцию определенных форм тектонических движений. Эта проблема была и остается одной из основных в геотектонике [21, 22]; актуальность ее возросла в связи с проведением Международной геологической корреляционной программы. Все это требует специальных исследований, которые являются непременным условием успешного ее решения.

Для правильного понимания сложившегося положения необходимо рассмотреть основные моменты развития представлений о тектонических фазах. Первые наиболее полные взгляды по этому вопросу были сформулированы Р. Штилле в 1924 г. Суть его «орогенного закона времени (канона)» заключается в том, что развитие Земли состоит из чередования длительных периодов относительного покоя («эволюционных периодов») с кратковременными интервалами резких деформаций земной коры («орогенические эпохи, или фазы»), в течение которых имеет место горообразование, или складкообразование в современном понимании. Орогенические эпохи, или фазы, фиксируются угловыми несогласиями; проявление их одновременно в планетарном масштабе, а количество строго ограничено.

Идеи Г. Штилле первоначально нашли широкое распространение среди геологов, так как облегчали систематизацию, анализ и корреляцию регионального тектонического материала. Однако очень скоро стали появляться данные, не укладывающиеся в его представления или даже противоречащие им. Так, в ряде областей были установлены угловые несогласия, указывающие на складкообразование в периоды, рассматриваемые Г. Штилле как «анорогенные»; в то же время во многих районах даже одного и того же региона отсутствовали одновозрастные деформации. С другой стороны, в некоторых разрезах фиксировалось очень большое количество угловых несогласий, проследить которые на большие расстояния или осуществлять межрегиональную корреляцию было просто невозможно. Например, И. Гиллули устанавливал в неогене Калифорнийского бассейна 42 «слабых несогласия», которые можно трактовать как соответствующие фазы [6]. Наконец, в представления о фор-

мировании угловых несогласий были внесены большие изменения, осложнявшие использование «канона»: обосновывалась большая продолжительность роста некоторых складок, было показано, что перерывы в осадконакоплении — следствие не складкообразования, а восходящих колебательных тектонических движений и т. д.

Критика отдельных положений «орогенного закона времени» содержалась уже в работах 20—30-х годов Л. Кобера, С. Бубнова, М. М. Тетяева, Н. Б. Вассоевича и других исследователей. Наиболее последовательным противником представлений Г. Штилле был Н. С. Шатский, который считал, что в геологической истории нет чередования орогенических (складкообразовательных) и эпейрогенических эпох, так как движения эти происходят одновременно. Однако складкообразовательные процессы проявляются неравномерно и фаза складчатости понимается Н. С. Шатским как «время тех неравномерных складкообразовательных движений, которые приводят к скачкообразному изменению общего плана, структуры данного участка земной коры». Близкие к этому определения давались в то же время В. В. Белоусовым, Н. М. Страховым, В. Е. Хаиным в «Геологическом словаре». Следует подчеркнуть, что, несмотря на различия представлений о развитии во времени тектогенеза, геологическая сущность данной фазы всеми этими исследователями понималась примерно одинаково.

Наряду с такой трактовкой фазы, как проявление преимущественно складкообразовательных движений, развивались и другие. Так, еще Л. Кобер, расходясь во мнениях с Г. Штилле, считал возможным выделять фазы не только по угловым несогласиям, но и «по резкому изменению фаций в виде появления свит грубообломочного состава». Наиболее определенно седиментационный фактор использован М. А. Усовым, выделение фаз которым производилось главным образом на основе изучения формаций. Соответствующая фаза понималась им как сложный и длительный процесс, состоящий из этапа сжатия Земли, когда образуется складчатость, и этапа расширения, сопровождавшегося поднятиями и вулканизмом. М. А. Усов считал, что подобные фазы всеобщии и охватывают всю земную поверхность, по-разному, однако, проявляясь в различной обстановке: складчатость в геосинклиналях и эпейрогенические движения на платформах. Вместо орогенической фазы он предложил термин «фаза тектогенеза», как более точно определяющий сущность выделяемой им пульсации.

Пример еще одного толкования рассматриваемого термина содержится в работе Л. У. де Ситтера [27], орогеническая фаза которого представляет собой тектонический режим и различные деформации, происходившие в определенный интервал геологической истории. Так, его «невадийская орогеническая фаза» представляет собой совокупность тектонических движений юрского периода, а «орегонская фаза» — раннемеловой эпохи и т. д. Средняя продолжительность таких орогенических фаз составляет 50 млн. лет, а их совокупность образует «определенный период эпейрогенического характера продолжительностью около 200 млн. лет». Представления Л. У. де Ситтера не являются чем-то принципиально новым: его орогенические фазы примерно соответствуют «периодам диастрофизма» М. К. Коровина и «тектоническим эпохам» или «эпохам складкообразования» В. Е. Хаина, а его периоды — эрам последнего или геотектоническим циклам В. В. Белоусова. Следует подчеркнуть, однако, что трактовка, близкая к таковой Л. У. де Ситтера, вообще характерна для зарубежной литературы, где между понятиями «фаза», «эпоха» и «цикл» зачастую не делается принципиальных различий и которые на русский язык нередко переводятся как «движения».

Приведенными примерами не исчерпываются главнейшие трактовки тектонических фаз. Так, в свое время Н. С. Шатским и А. Д. Архангельским выделялись «геосинклинальная и платформенная фазы» в развитии земной коры. Аналогичным образом В. Г. Бондарчук [4] выделял тектонические, геологические и геоморфологические фазы, понимая их как стадии развития геосинклинальных складчатых областей. Ряд исследо-

вателей прослеживают в складчатых системах каледонскую, герцинскую и альпийскую фазы тектонической активности. Соответственно в позднеорогенной позднесарматско-антропогенной стадии развития Кавказа ряд геологов выделяют несколько самостоятельных фаз [17]. Естественно, что все перечисленные выше фазы, которые можно отнести к категории тектонических, по своей сущности, продолжительности и формам проявления весьма существенно отличаются друг от друга и от рассмотренных ранее.

В последние два-три десятилетия развитие представлений о тектонических фазах идет по нескольким путям. С одной стороны, делаются попытки как-то различать те фазы, которые входят в группу тектонических, или расшифровывать проявления формирующих их процессов. Так, Ю. Г. Леонов [14] под фазой складкообразования вслед за Н. С. Шатским понимает время, в течение которого проявляются складкообразовательные движения, а под фазой орогенеза — момент поднятия, скачка, приводящего к формированию углового несогласия и резкой качественной перестройке структуры, что близко к трактовке Г. Штилле. Фаза орогенеза в таком случае не тождественна фазе складкообразования, так как с орогенезом связывается только постседиментационное складкообразование. Аналогичным образом другими исследователями в фазе складчатости различаются конседиментационный и орогенический этапы, протекающие на фоне погружения и поднятия, или выделяются самостоятельные конседиментационные и орогенические фазы.

Наряду с попытками уточнить сущность тех или иных тектонических фаз, наметить их соотношение, отчетливо проявляется и другая тенденция: производить выделение новых терминов, близких к уже существующим или по аналогии с таковыми. Так, появляются фазы диастрофизма, фазы планетогенеза, тектонической активности, инверсии геотектонического режима, интрузивные, эффузивные и магматические фазы, фазы неотектоники и метаморфизма и т. д. Среди деформационных проявлений выделяются фазы шарьирования, надвигообразования, локального расщепления, локальных структуроформирующих движений, фазы куполообразования, разломообразования, трещинообразования и многие другие. Существуют гипотетичные фазы растяжения и сжатия, погружения и воздымания; горообразовательные фазы отличают от равнинообразовательных, орогенические от эпейрогенических, а седиментационные от складкообразующих. Процесс терминологизации в этой области геотектоники практически ничем не сдерживается и не регламентируется.

Необходимо упомянуть еще одно понимание тектонической фазы, которое достаточно распространено. Речь идет о регионально проявленных сменах тектонических режимов, которые находят отражение в изменении на больших площадях, нередко в ряде тектонических систем, палеогеографических и седиментационных условий. В последнее время их иногда выделяют в качестве палеотектонических или седиментационно-палеогеографических рубежей и многие исследователи уделяют им большое внимание. В этом случае между понятиями «рубеж» и «фаза» иногда не делается принципиальных различий. Естественно, что такие тектонические фазы отличаются от всех перечисленных. Иногда они в отличие от складкообразовательных и других фаз выделяются в качестве седиментационных или эпейрогенических.

Таким образом, большое количество трактовок рассматриваемого термина, отсутствие однозначного определения и понимания, многообразие названий, часть которых без достаточных оснований трактуется как синонимы, не позволяет сейчас употреблять его без соответствующих оговорок и пояснений. Тектоническая фаза, в частности, понимается как: а) **форма проявления** какого-то процесса, например активизация складкообразования, горообразования, магматизма; б) **интервал времени** самой различной продолжительности, определенный этап или стадия развития, в течение которых имеет место проявление однотипных тектонических движений или процессов; в) **сложный геологический процесс**, например пульсация Земли, по М. А. Усову, или формирование осадоч-

ной серии, по В. П. Казаринову и В. И. Бгатову; г) **переломный момент** в седиментационно-палеогеографической или структурно-тектонической истории региона, примером которых могут быть инверсия режимов, структурная перестройка и др. При таком положении термин потерял свою индивидуальность и в ряде случаев без особого ущерба для содержания может быть заменен другими. Все это приводит к тому, что многие исследователи избегают его употребления.

Отказываться от термина «тектоническая фаза», по мнению автора, нецелесообразно. Он характеризует специфическое проявление тектогенеза, одну из форм тектонических движений, изучение которой следует считать весьма перспективным. Вместе с тем выход из существующего терминологического кризиса может быть достигнут следующим образом: а) необходимо пойти по пути выделения различных типов тектонических фаз, которые отражали бы соответствующее многообразное проявление тектогенеза, и б) ограничить и уточнить понимание термина «фаза» в геотектонике. Это достаточно сложная работа, учитывая небрежность многих исследователей в использовании терминов, а также приверженность к уже привычным для них индивидуальным трактовкам.

Предметом специальных исследований должно стать выделение различных типов тектонических фаз. Вероятно, среди тектонических фаз должны быть выделены: а) деформационные фазы включающие фазы складкообразования, разломообразования, трещинообразования и другие структурные преобразования; б) седиментационные фазы, или седиментационно-палеогеографические рубежи, отражающие проявления колебательных тектонических движений, дальнейшее подразделение которых должно идти по пути выявления соответствующих изменений: инверсия тектонических режимов, знаменующая начало или прекращение седиментации, возрастание или убывание темпов прогибания и осадконакопления, смена на больших площадях литологического состава отложений, фиксирующая палеогеографические перестройки в областях сноса и т. п.; в) рельефообразующие фазы, которые будут включать орогенические, или горообразовательные, фазы эрозии и ряд других. От тектонических фаз следует отличать магматические, а также петрологические, к которым могут быть отнесены фазы метаморфизма, минерализации, оруденения и др. Эти две последние группы фаз определенным образом связаны с тектогенезом и нередко могут рассматриваться сообща.

По вопросу ограничения использования и уточнения сущности термина взгляды автора следующие. Прежде всего фаза не должна смешиваться с такими понятиями, как эпоха, период, этап, цикл и др., которые характеризуют развитие каких-то тектонических процессов во времени. Вообще использование этого термина в качестве меры времени следует считать неправильным. Соответственно трактовать фазы как синоним терминов «активизация», «эпизодичное проявление», «кульминация» и т. п. также нецелесообразно, ибо такое дублирование приводит к потере термином своей индивидуальности. Правильное смысловое значение фазы может быть достигнуто лишь при наиболее близком к переводному: от греческого «появление». Поэтому фаза должна отражать какие-то специфические проявления тектогенеза на границе соответствующих этапов, периодов, циклов, а не просто быть их составной более дробной частью. Кстати, наиболее близким по смыслу к фазе из числа употребляемых сейчас терминов следует признать «рубеж», который фиксирует соответствующее «появление»: смену тектонических и седиментационных режимов, различную структурную преобразованность и т. д.

Поскольку само выделение различных тектонических фаз связывалось в первую очередь с возможностью прослеживать их в пределах соответствующих структур и осуществлять межрегиональную корреляцию, необходимо проанализировать главнейшие проявления тектогенеза с точки зрения значимости для решения рассматриваемой проблемы. Наибольшее число исследований было посвящено, по всей видимости, изучению фаз складчатостью. Предпринятую Г. Штилле попытку коррелировать свои орогенические фазы в планетарном масштабе следует

признать неудачной. Об этом свидетельствует многочисленный материал критики его канона. В какой-то мере этим была дискредитирована сама идея глобальной корреляции тектогенеза. В частности, у некоторых советских геологов априорно сложилось отрицательное отклонение к возможности успешного решения данной проблемы. Все это вынуждает проанализировать причину сложившегося положения и уточнить возможности коррелирования данного типа тектонических движений.

Орогенические фазы Г. Штилле выделялись по проявлению только складкообразовательных процессов, и основным методом их установления было зафиксированное угловое несогласие. Сам по себе этот метод нельзя признать совершенным, учитывая хорошо известную локальность проявления складкообразования. Так, угловые несогласия, выявляемые в крайних частях депрессий, зачастую отсутствуют в их осевых зонах. Кстати, это положение было известно Г. Штилле, отмечавшему различную интенсивность проявления фаз складчатости даже в пределах одной и той же структуры. Как уже отмечалось, на отдельных участках и в некоторых толщах представляется возможным выделять большое число угловых несогласий, коррелировать которые даже в пределах отдельной тектонической структуры оказывается сложным или невозможным. Наконец, многие региональные несогласия, приуроченные зачастую к значительным по продолжительности перерывам в седиментации, не могут быть датированы с требуемой для межрегиональной корреляции точностью.

Последний момент оказался, по всей видимости, главной причиной неудач межрегиональной корреляции складкообразования. Допускавшиеся первоначально ошибки или неточности при датировке органических фаз впоследствии не только не были уточнены, но, как отмечал М. Г. Руттен [25], широкое признание идей Г. Штилле «привело к печальной привычке небрежной датировки тектонических фаз». Пример усиления подобных ошибок хорошо известен в нашей литературе, включая различные геологические словари. Г. Штилле привязывал большинство своих угловых несогласий к границам стратиграфических подразделений западноевропейской шкалы, которая базировалась в значительной степени на литолого-формационном принципе. Наши геологи, излагавшие канон, зачастую датировали соответствующие фазы без учета отличий западноевропейского деления от утвердившейся позднее единой стратиграфической шкалы. Соответственно судетская фаза проявилась на рубеже динанта и силезия, а не между ранним и средним карбоном, как это принято считать у нас [7], астурийская фаза — на границе вестфальского и стефанского веков, а не между карбоном и пермью, заальская фаза — между верхним и нижним красным лежнем, или отеном и саксонием, что не соответствует принимаемому ныне рубежу ранней и поздней перми.

Однако даже при такой ситуации изучение закономерностей площадного проявления складкообразовательных движений продолжается и попытки осуществлять их межрегиональную корреляцию не прекратились. В разрезах с многочисленными угловыми несогласиями принято выделять местные и региональные их проявления. Для последних не только уточняется возраст, но и соотношение их с другими геологическими процессами — магматизмом, седиментацией, палеогеографическими изменениями, что позволяет прослеживать соответствующие фазы даже в местах отсутствия угловых несогласий. В частности, результаты таких исследований позволяют многим кавказским геологам (А. И. Джанелидзе, П. Д. Гамкрелидзе, К. Н. Паффенгольц, А. Л. Цагарели и др.) проводить достаточно обоснованную корреляцию орогенических фаз этого региона с таковыми тектонотипических европейских районов.

Можно привести еще один пример исследований по межрегиональной корреляции складкообразования. Анализ материалов по выделению судетской фазы позволил многим западноевропейским и некоторым советским геологам прийти к выводу о внутривизейском ее возрасте [5, 23, 25]. Причем проявление складкообразования совпадает здесь с весьма суще-

ственными, зачастую наиболее крупными седиментационно-палеогеографическими преобразованиями. Если это так, то судетскую фазу можно сопоставлять с саурской Алтае-Саянской складчатой области и других регионов Урало-Монгольского пояса, где последняя также проявлена интенсивным складкообразованием, сменой условий седиментации, активизацией магматизма. Им же соответствует складчатость Сидзу, хорошо известная и точно датированная в Японии, а возможно, также уаичитская фаза Америки, тянь-шаньский тектогенез и хуайнанские движения Китая [8, 16]. Корреляция таких региональных фаз складчатости может быть обоснована не только в результате уточнения их возраста, но и в связи с возможностью приурочить их проявление к визейскому седиментационно-палеогеографическому рубежу [29]. Такие данные наряду с хорошо известными представлениями о проявлении складкообразования практически в любые периоды и эпохи геологической истории свидетельствуют об отчетливо выраженной их активизации в какие-то весьма краткие интервалы времени, что позволяет считать данное направление исследований заслуживающим внимания с точки зрения рассматриваемой проблемы.

Значительное распространение получили попытки осуществлять межрегиональную и глобальную корреляцию различного рода тектоно-палеогеографических процессов: трансгрессий и регрессий, регионально проявленных перерывов в осадконакоплении и др. В настоящее время большинством исследователей признается тектоническая природа наиболее крупных палеогеографических преобразований, обусловленных изменениями формы геоида, а не за счет изменения объема воды гидросферы.

Трансгрессии и регрессии были, вероятно, в числе первых процессов, для которых предпринималась попытка установления одновозрастности в пределах всей тектонической структуры или какой-то их системы. Однако представления по этому вопросу не были однозначными. В свое время еще Э. Огом формулировалось положение, что трансгрессиям в геосинклиналях соответствуют регрессии на континентальных площадях и наоборот («закон Ога»). Эти представления опровергались впоследствии А. Д. Архангельским, который пришел к выводу об однозначности движений в пределах этих структур с некоторым запаздыванием трансгрессий на платформах по отношению к геосинклиналям; позднее такая закономерность выделялась в качестве «закона Архангельского».

В. В. Тихомиров [31], сопоставляя позднемиоценовые трансгрессии и регрессии на Восточно-Европейской платформе и Малом Кавказе, пришел к выводу о совпадении их не только в крупные интервалы времени, но и в течение века. Одновозрастность триасовых и меловых трансгрессий и регрессий для различных районов тихоокеанской окраины Азии обосновывали, в частности, Л. Д. Кипарисова и В. Н. Верещагин; на севере Сибири для девона это показано Вл. Вл. Меннером, для юга европейской части СССР — Б. П. Стерлиным и др. Хорошее совпадение максимумов «кривой трансгрессии», по данным Ю. М. Малиновского [15], имеет место в мезозое—кайнозое Северной Америки, Западной Европы, Восточно-Европейской платформы и Крыма, что позволяло обосновывать ему существование нескольких планетарных трансгрессий и регрессий.

Весьма обстоятельные исследования, выполненные А. Л. Яншиным [33], позволили ему прийти к выводу, что ни для одной из трансгрессий или регрессий не может быть доказана глобальность проявления. Составленную им таблицу (рис. 6, с. 22) интересно, однако, использовать для обоснования одновременности некоторых разнородных палеогеографических максимумов. Так, крупнейшая в фанерозое раннекаменноугольная трансгрессия в СССР соответствует наиболее крупной в палеозое регрессии Южной Америки. Наиболее обширная раннеюрская регрессия западной половины СССР соответствует одной из самых значительных в восточной ее части трансгрессий. Аналогичные данные имеются, кстати, и у Ю. М. Малиновского, где раннеэоценовый максимум регрессии в Северной Америке отвечает трансгрессиям в Западной

и Восточной Европе, а североамериканский максимум трансгрессии в середине раннего мела совпадает с максимумом регрессии в Европе.

Необходимо подчеркнуть, что все приведенные выше данные не могут быть основанием для отрицания возможности межрегиональной корреляции тектогенеза по данным распределения трансгрессий и регрессий. Поскольку эти палеогеографические проявления вызваны изменением формы геоида, вполне естественно, что опускания в каких-то одних тектонических зонах могут и даже должны совпадать по времени с воздыманиями в других. При такой ситуации не являются взаимоисключающими установленные Э. Огом и А. Д. Архангельским закономерности для определенных регионов или систем, а также данные о запаздывании отдельных трансгрессий и регрессий, учитывая, что существование бассейнов седиментации имеет какое-то развитие во времени, осложняясь различного рода волновыми движениями. И уточнения требует лишь методическая основа изучения данного явления для корреляции тектогенеза: сопоставлять ли начало трансгрессивного и регрессивного развития разных площадей или максимумы проявления их.

Менее определенные данные для решения рассматриваемой проблемы могут быть получены при изучении перерывов в седиментации. Прежде всего хронологическая продолжительность их самая различная. В отдельных тектонических системах могут фиксироваться перерывы осадконакопления, охватывающие несколько периодов, или, наоборот, региональные кратковременные перерывы могут устанавливаться в областях с почти непрерывной седиментацией, например в каменноугольно-пермском разрезе Донбасса, верхнемеловых разрезах юга европейской части СССР и т. п. [11, 12]. Детальная палеонтолого-стратиграфическая изученность границ отдельных систем и отделов в литологически однородных толщах позволяет считать наличие небольших кратковременных перерывов осадконакопления весьма характерной их чертой. Наиболее полные систематизированные исследования в этом плане были выполнены А. А. Прониным, изучавшим закономерности размещения стратиграфических перерывов и несогласий каледонского, герцинского и альпийского циклов Земли. Он пришел к выводу, что располагаются они не беспорядочно, а сосредоточены в определенных интервалах разреза и фиксируют эпохи тектонической активизации, составляющие в среднем 20 млн. лет, которые разделены периодами относительного покоя, равного 30 млн. лет. Таким образом, эти исследования подтвердили представления В. Е. Хаина и других геологов о чередовании в истории Земли эпох активизации тектогенеза с его затуханием.

Говоря о возможности межрегиональной корреляции перерывов, необходимо учитывать следующее. В некоторых детально изученных отделах и системах фиксируются иногда десятки различных седиментационных перерывов, и не все они обусловлены тектоническими причинами. Многие региональные перерывы, отражающие длительные интервалы прекращения осадконакопления, даже при хорошей палеонтологической охарактеризованности не могут быть датированы с требуемой точностью. Распространенные представления об обычном наличии перерывов на границах систем могут трактоваться как не всегда обоснованное отнесение таких границ к перерывам. Все это не позволяет считать проявление данной формы тектогенеза в качестве перспективной для решения проблемы планетарной его одновозрастности.

Вопросы межрегиональной корреляции орогенеза или собственно горообразовательных движений следует считать недостаточно полно изученными, хотя по этому поводу имеются однозначные представления многих исследователей. Одновозрастность орогенических движений в определенных системах подвижных областей или в планетарном масштабе предполагалась Г. Д. Ажгиреем, В. П. Казариновым и В. Н. Бгатовым, И. Ю. Лапкиным, А. А. Моссаковским, К. В. Боголеповым, А. А. Беловым и мн. др. Поскольку обычно предполагается, что с орогенезом связаны активизация складкообразования, регрессии, изменение или перераспределение климата, условий седиментации и определенный тип магматизма, изучение данной формы тектогенеза обычно является комплексным.

Примеры одновозрастного проявления однотипных горообразовательных процессов достаточно многочисленны. Хорошо известен одновременный активный орогенез, охвативший в неогене — антропогене большие площади Средиземноморского пояса, Тянь-Шаня и других областей. Имевшая место во второй половине визейского века инверсия режимов и начало позднепалеозойского этапа орогенного развития устанавливаются в большинстве областей и зон Средиземноморья [3]. Конгломераты Усугину, залегающие в основании серии Тоема Северо-Восточной Японии и фиксирующие соответствующую кратковременную орогеническую активизацию, могут коррелироваться с одновозрастными конгломератами в основании угодинзинской свиты Юго-Западного Приморья и с появлением континентальных фаций в верхах пермского разреза Верхоянья [1], а возможно, и с аналогичной инверсией режимов в Юго-Восточной Азии.

Интересными с точки зрения рассматриваемого вопроса следует считать данные, полученные в свое время В. П. Казариновым и В. И. Бгатовым. Изучение геологических разрезов отдельных районов и регионов позволило им устанавливать различную орогеническую активность времени их формирования, которая фиксируется разной степенью выветренности терригенных компонентов, различным коэффициентом их минеральности. Выделенные таким образом осадочные серии — от минимальной для данного района активности до следующего ее минимума, разграниченные максимумом, прослеживаются на больших территориях, что позволяло авторам предполагать глобальное проявление формирующего их тектогенеза.

Однако эти и многие другие данные об одновременном региональном орогенезе и межрегиональной корреляции таких горообразовательных процессов вступают в противоречие со следующим. При анализе закономерностей его площадного проявления устанавливается, что орогенический этап в одних тектонических системах может соответствовать одновозрастному активному геосинклинальному процессу в других. Например, позднепалеозойский орогенез в северо-западной части Средиземноморского пояса совпадает с одновременным активным геосинклинальным развитием Тихоокеанского пояса Евразии. Причем зачастую такое явление может устанавливаться и для соседних зон или областей единого подвижного пояса. Так, замыкание геосинклинали и орогенный этап развития Верхоянья в поздней юре — раннем мелу отвечают времени формирования офиолитовых комплексов в Анадыро-Корякской области, а позднемеловой орогенез Сихотэ-Алиня и соответствующий вулканизм Охотско-Чукотского пояса совпадает с проявлением режимов эвгеосинклинального типа в отдельных зонах Камчатки и Сахалина. При такой ситуации планетарная одновозрастность орогенеза может предполагаться лишь для определенных тектонических систем, и коррелировать мы можем не глобальный орогенез, а лишь проявление его в определенных зонах или смену обуславливающих его тектонических режимов.

С прослеживанием орогенических эпох и трансгрессивно-регрессивных процессов связано изучение возможности межрегионального сопоставления отдельных литологических комплексов или этапов, в течение которых происходит их формирование. В определенной степени это может рассматриваться как корреляция тектонических фаз в понимании Л. У. де Ситтера или М. А. Усова. Прослеживание одновозрастных формационных комплексов в отдельных тектонических структурах и за их пределами производилось очень многими исследователями. Причем такая достаточно обоснованная корреляция зачастую может производиться как для весьма различных по продолжительности интервалов времени, так и для весьма удаленных площадей.

В частности, можно говорить об одновременности формирования таких мегакомплексов, как верхоянский и гондванский, надсистема Карру в Южной Африке, континентальные угленосные отложения некоторых бассейнов Сибири и Казахстана: все это происходит в течение второй половины раннего карбона — средней юры. Отчетливая индивидуаль-

ность последней трети позднепермской эпохи — среднего триаса устанавливается в самых различных регионах Евразии и других материков, что позволяет в планетарном масштабе проследить соответствующий этап. Так, в это время происходит формирование морских моласс в окраинных прогибах юга Дальнего Востока, морских терригенных отложений в мезозоидах Индокитая, траппового комплекса Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты, красноцветного терригенного комплекса Восточно-Европейской, Северо-Американской, Северо- и Южно-Китайской платформ, «переходного комплекса» Скифской и Туранской плит, верхней части «нового красного песчаника» Западной Европы, веррукано Средиземноморья и т. д. Аналогичным образом могут быть сопоставлены и многие другие достаточно хорошо датированные и регионально проявленные разновозрастные литологические комплексы или соответствующие этапы времени их образования. Это достаточно перспективное для решения рассматриваемой проблемы направление исследований, и проводится оно должно как в плане уточнения возрастных границ этапов-комплексов, так и путем выявления тех систем, в пределах которых они проявились.

Следует подчеркнуть, однако, что в данном случае производится корреляция не тектонических фаз в наиболее употребительном их значении, а тектонических эпох, продолжительность которых составляет обычно первые десятки миллионов лет или даже больше. Такая корреляция сейчас, пожалуй, даже преобладает в нашей геологии [20, 22]. Выделение подобных тектонических эпох является комплексным: по проявлению орогенеза, региональных перерывов в седиментации, трансгрессивно-регрессивных процессов, активизации складкообразования, магматизма. Такие палеотектонические подразделения могут быть весьма выразительными в отдельных регионах. Основным недостатком этого направления исследований следует считать лишь приблизительное совпадение возраста коррелятов, что обусловлено невозможностью всегда точно датировать соответствующие комплексы и этапы.

Определенный интерес для решения проблемы планетарной разновозрастности тектогенеза может иметь корреляция магматических процессов. Большинство геологов признается зависимость определенных форм магматизма от соответствующих тектонических проявлений, поэтому межрегиональное сопоставление вулканических и плутонических образований может рассматриваться как корреляция магматических фаз. Изучение этого вопроса пошло по нескольким направлениям.

Анализ вулканоплутонической деятельности во времени позволяет устанавливать большое разнообразие ее закономерностей. Характерным следует считать длительное однотипное проявление платформенного, геосинклинального или орогенного магматизма, образование аналогичных магматических формаций в пределах одного региона в течение десятков и даже сотен миллионов лет. С другой стороны, в таком однотипном процессе отчетливо устанавливается неравномерность развития, существование вулканоплутонических эпох или даже более кратковременных тектономагматических активизаций, своеобразных кульминаций, равных первым миллионам лет, которые выявляются при статистической обработке большого количества определений абсолютного возраста изверженных пород. В ряде случаев имеет место весьма быстрая региональная смена типа магматизма, что наблюдается, например, при замыкании геосинклинали. Наконец, для магматических формаций характерна пространственно-временная миграция, периодическое перераспределение разновозрастного магматизма и образование самостоятельных тектономагматических систем. Так, в Евразии среднепалеозойский магматизм сосредоточен преимущественно в пределах Урало-Монгольского пояса, позднепалеозойский — в Тихоокеанском и на внутриматериковых площадях, позднепермско-триасовый — на севере Сибири и в юго-восточной части Азии, позднемезозойско-палеогеновый локализуется на восточной ее окраине и в Средиземноморском поясе.

Обобщение результатов определения абсолютного возраста изверженных пород отдельных районов позволяет обычно обосновывать существование соответствующих статистических максимумов, для которых может производиться межрегиональная корреляция. Так, можно говорить о совпадении ряда таких максимумов по Средней Азии, Казахстану, Уралу, герцинидам Европы, Аппалачам, Кордильерам, Дальнему Востоку. М. М. Рубинштейн, одним из первых систематизировавший этот материал по фанерозою, приходит к выводу об одновременном проявлении в планетарном масштабе фиксируемых магматизмом орогенических фаз, продолжительность которых составляет до 3—5 млн. лет, а разделяющий их интервал времени равен в среднем 15—25 млн. лет [24]. Изучение подобных тектоно-магматических кульминаций и их корреляция достаточно активно проводятся и в настоящее время.

Кроме корреляции таких сравнительно кратковременных проявлений магматизма представляется возможным выделять и проследить более продолжительные вулкано-тектонические процессы. Так, детальное изучение раннепалеозойского геосинклинального вулканизма Земли позволяет устанавливать последовательные вариации встречаемости офиолитовых, островодужных и наземных орогенных комплексов, которые могут коррелироваться и для которых характерна определенная повторяемость вариаций с периодом в 40—50 млн. лет [26]. Выявляется относительная синхронность главных этапов мезозойской тектоно-магматической активности, определенных тектоно-магматических эпох в Восточной Азии, что позволяет делать вывод о геодинамической сопряженности соответствующих процессов и об общей глобальной их природе [20]. На фоне непрерывного офиолитообразования Земли представляется возможным устанавливать его неравномерность, выделять главные эпохи офиолитообразования, которые могут проследиваться в определенных тектонических системах и которые связаны скорее всего с пульсациями Земли [32]. Все эти и многие другие подобные представления являются обоснованием возможности межрегиональной корреляции самых различных по продолжительности и характеру тектоно-магматических проявлений.

Наряду с этим для отдельных детально изученных площадей с разнообразным проявлением магматизма удастся осуществлять не только межрегиональную корреляцию кульминаций или эпох его активизации, но и время смены характера вулканоплутонической деятельности или наиболее резкого перераспределения ее площадей, которые иногда могут весьма точно датироваться [28]. В этом случае коррелируются рубежи однотипного магматизма, смена эндогенных режимов, которая, по всей видимости, является одним из проявлений тектонических преобразований и аналогична седиментационно-палеогеографическим рубежам. Интересно, что эпохи кимберлитового вулканизма совпадают с подобными переломными моментами, границами циклов тектонической активности фанерозоя, рубежами глобального сжатия и растяжения Земли [18].

Еще одно проявление тектогенеза, которое в последнее время принято выделять и проследивать,— датированные радиологическими методами омоложения в докембрийских метаморфических толщах. В частности, обобщение огромного числа таких датировок на востоке Азии позволило выявить несколько кульминаций аргонного омоложения, соответствующего 430, 330, 250 и 150 млн. лет, которые связываются с крупнейшими структурными перестройками на обширных участках земной коры [10]. Интересно, что эти кульминации совпадают с хорошо известными на материке тектоническими фазами: таконской, судетской, или саурской, позднепермской, выделенной в свое время в качестве сихотэ-алинской, и новокимерийской.

Основной недостаток использования магматизма для решения рассматриваемой проблемы заключается в том, что обычно здесь сопоставляется лишь приблизительно разновозрастные проявления тектогенеза. Это результат как сложности и недостаточной изученности вулканотектонических процессов, так и невозможности однозначно и точно их да-

тировать. Во всяком случае точность определения возраста магматизма в настоящее время значительно уступает возможностям биостратиграфических методов. Кроме того, необходимо учитывать локальность развития магматизма, что позволяет коррелировать его лишь в определенных тектонических системах. Все это ограничивает использование соответствующих данных по вулканоплутоническим процессам.

Особо следует остановиться на возможности прослеживания на больших площадях и весьма обоснованной глобальной корреляции регионально проявленных смен тектонических режимов, отвечающих седиментационно-палеогеографическим рубежам. Обычно они находят выражение в наиболее крупных структурных и палеогеографических перестройках, в существенном и повсеместно проявленном изменении состава формирующихся отложений или фациальных обстановок в определенных депрессиях, значительном возрастании или убывании темпов прогибаний и осадконакопления. Как показывает анализ развития разнородных тектонических структур и систем, продолжительность и возрастная интервал определенных стадий геосинклинального процесса, рифтогенеза, этапов формирования наложенных депрессий или орогенных режимов могут быть самыми разными. Это обуславливает планетарное скольжение соответствующих однотипных тектонических режимов, одних и тех же стадий, главной складчатости, определенного магматизма, тектономагматической активизации, что хорошо было показано при изучении тектоники Евразии [30]. Однако границы большинства регионально проявленных и различных по продолжительности этапов и стадий оказываются обычно одними и теми же. Все это создает условия для успешной межрегиональной корреляции именно таких смен тектонических режимов или седиментационных фаз.

Примеров прослеживания и корреляции подобных преобразований можно привести очень много. В частности, Е. А. Гусева и др. [9], изучавшие границу артинского и кунгурского ярусов на Урале, пришли к выводу, что изменение вещественного состава разрезов и фаунистических комплексов происходит на разных стратиграфических уровнях, в то время как резкое замедление темпов погружения всей территории, смена трансгрессивного седиментационного цикла регрессивным — явление одновозрастное, к которому и следует привязывать изучаемую ими границу. Аналогичным образом может устанавливаться одновременное начало позднепалеозойского орогенного режима в определенных районах Средиземноморского пояса [3] или одновозрастная ликвидация устойчивого морского режима в самых разных зонах Урало-Монгольского пояса на границе среднего и позднего висте. В других случаях ликвидация морских условий может происходить в разное время, но литологическая смена разреза строго одновозрастна. Подобное явление устанавливается в пределах самых различных угольных бассейнов Англии, Северной Африки, Львовско-Люблинского, Донецкого, Кузнецкого, Тунгусского и многих других, где в течение висте имеет место смена преимущественно карбонатных отложений терригенными.

Почти повсеместное проявление подобных смен тектонических режимов и седиментационно-палеогеографических условий устанавливалось автором при прослеживании в Евразии заальской и сихотэ-алинской тектонической фаз, а также вистейского рубежа [13, 29]. Примечательна возможность весьма точно датировать эти палеотектонические преобразования в самых различных районах материка и разнородных структурах, устанавливать определяющую их роль в фанерозойской истории большинства регионов, а также выявлять определенные закономерности площадного проявления. Необходимо подчеркнуть кратковременность этого тектогенеза, при которой соответствующие преобразования происходят в течение века, отвечая точности современной биостратиграфической датировки. Наконец, с седиментационно-палеогеографическими перестройками совпадает, как уже отмечалось, активизация складкообразования, проявление некоторых типов магматизма и ряд других тектонических процессов. Все эти данные позволяют делать вывод, что именно

эта форма тектогенеза наиболее благоприятна для решения рассматриваемой проблемы. Основной задачей при этом следует считать установление наиболее точной региональной датировки соответствующих рубежей как исходной основы для корреляции.

Литература

1. Андрианов В. Н., Бобылев В. В., Соловьев В. О. К стратиграфии верхней перми восточной Азии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 6, с. 129—133.
2. Бгатов В. И., Казаринов В. П. Осадочные серии как основные этапы циклического развития седиментации.— Сов. геология, 1965, № 10, с. 80—93.
3. Белов А. А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
4. Бондарчук В. Г. Основные вопросы тектоогенеза. Киев: Изд-во АН УССР, 1961. 382 с.
5. Бубнов С. Основные проблемы геологии. М.: Госгоргеолнефтеиздат, 1934. 183 с.
6. Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1960. 233 с.
7. Геологический словарь. Т. 2. М.: Недра, 1973. 456 с.
8. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 719 с.
9. Гусева Е. А., Гроздилова Л. П., Горский В. П. Биостратиграфическое обоснование границы между артинским и кунгурским ярусами на Урале.— Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 4, с. 893—895.
10. Загрузина И. А., Федорова И. В., Яковлева Л. В. О фанерозойском омоложении докембрийских пород на Востоке Азии. Проблемы геохронологии и изотопной геологии. М.: Наука, 1981, с. 140—146.
11. Кац Ю. И., Шуменко С. И., Фам Ван Ан. О поверхностях перерыва в туронских отложениях Русской платформы.— Вестн. Харьков. ун-та. Геол. и геогр., 1975, № 120, вып. 6, с. 12—21.
12. Лапкин И. Ю. О скрытом перерыве между отложениями карбона и перми в Донецком бассейне.— Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 3, с. 666—668.
13. Лапкин И. Ю., Соловьев В. О. Пермские тектонические движения в Евразии.— Докл. АН СССР, 1969, т. 184, № 2, с. 410—413.
14. Леонов Ю. Г. Ранне- и среднеюрские фазы поднятия и складкообразования Большого Кавказа.— Геотектоника, 1969, № 6, с. 31—39.
15. Малиновский Ю. М. Трансгрессии и климат. Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 129—144.
16. Материалы по тектонической терминологии. Ч. 2. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. 116 с. (Тр. ИГГ СО АН СССР, вып. 20.)
17. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
18. Милановский Е. Е., Мальков Б. А. Эпохи кимберлитового вулканизма и глобальная пульсация Земли.— Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 5, с. 1203—1207.
19. Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 318 с.
20. Нагибина М. С., Антипин В. С., Гатинский Ю. Г. и др. Корреляция мезозойских тектонических движений и магматизма в Восточной Азии.— Геотектоника, 1981, № 6, с. 77—91.
21. Пейве А. В. Проблемы современной тектоники.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 7, с. 3—12.
22. Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. 220 с.
23. Рид Г., Уотсон Дж. История Земли. Поздние стадии истории Земли. Пер. с англ. Л.: Недра, 408 с.
24. Рубинштейн М. М. Орогенические фазы и периодичность складкообразования в свете данных абсолютной геохронологии.— Геотектоника, 1967, № 2, с. 21—32.
25. Руттен М. Г. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 446 с.
26. Сеславинский К. Б. Опыт корреляции раннепалеозойского геосинклинального вулканизма. Глобаль. палеовулканол. реконструкция. Матер. 3-го Всес. палеовулканол. симпоз. Новосибирск, 1977. Новосибирск: Наука, 1979, с. 44—50.
27. Ситтер [де] Л. У. Структурная геология. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 473 с.
28. Соловьев В. О. Вопросы межрегиональной корреляции вулканизма: 5-е Всес. вулканол. совещ. Вулканизм и формирование полезных ископаемых в подвижных областях Земли. (I Симпоз, тез. докл.) Тбилиси: Мецниереба, 1980, с. 175—177.
29. Соловьев В. О. Визейский тектоно-седиментационный и палеогеографический рубеж. Литология и тектоника каменноугольных отложений. (Тр. 8-го Межд. конгр. по стратиграфии и геологии карбона. Москва, 1975.) Т. 6. М.: Наука, 1980, с. 156—160.
30. Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966. 487 с.
31. Тихомиров В. В. Сходные черты верхнемеловой истории Русской платформы и Малого Кавказа. Сб. памяти А. Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951, с. 409—422.
32. Хаин В. Е. Об основных эпохах офиолитообразования в истории Земли. Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 147—158.
33. Янишин А. Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, № 2, с. 9—44.

УДК 551.242.3 + 551.241 (479.2)

РЕЗАНОВ И. А., ШЕВЧЕНКОВ В. И.

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ТРОГА
В ЗАКАВКАЗЬЕ (ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)**

Сейсмические данные указывают на то, что консолидированная часть земной коры под глубокими геосинклинальными прогибами пронизана интрузиями ультраосновных пород. Расчеты показали, что утяжеление коры, связанное с образованием этих интрузий, недостаточно, чтобы объяснить наблюдаемое опускание геосинклинальных прогибов действием изостатического механизма. Предполагается, что образование этих прогибов связано с какими-то другими, более мощными силами неизостатической природы.

Анализ строения и тектонического развития Крымско-Кавказско-Копетдагского отрезка Средиземноморского складчатого пояса [1] приводит к выводу о том, что основными структурными элементами геосинклинальной области являются узкие, глубокие, длительно развивающиеся прогибы (троги). Именно они определили структурный рисунок складчатого пояса на геосинклинальной стадии его развития. Положительные структуры, антиклинории и срединные массивы — это, как правило, лишь остаточные межтроговые пространства, глыбы земной коры, не захваченные прогибанием. Консолидированная часть коры в пределах трогов вторично утонена.

Одна из дискуссионных проблем геотектоники — выяснение причин, вызывающих длительное прогибание геосинклинальных прогибов, где накапливаются мощные толщи осадочных и магматических пород. За 100 с лишним лет, прошедших после выделения геосинклиналей американским геологом Д. Холлом, высказаны различные точки зрения относительно глубинного механизма, вызывающего прогибание. Наиболее распространены следующие. Первая концепция, сформулированная еще Д. Холлом, исходит из представления о том, что геосинклинали (геосинклинальные прогибы, трог) опускаются под тяжестью накапливающихся в них осадков. Согласно второй концепции, прогибание первично и является необходимой предпосылкой для последующего осадконакопления. Такое прогибание может быть вызвано утяжелением материала коры, опусканием или оттоком более глубоких мантийных масс или же быть следствием горизонтального растяжения (вплоть до разрыва) или сжатия и впячивания коры с последующей ее переработкой.

Существование различных точек зрения в отношении причин, приводящих к формированию геосинклинальных трогов, вызвано в том числе и тем, что до последнего времени отсутствовали сколько-нибудь детальные и надежные данные об их глубинном строении. Число сейсмических профилей, пересекающих развивающиеся геосинклинальные трог или трог, недавно закончившие развитие, ограничено, но и они были положены таким образом, что не давали возможности детально расшифровать строение глубоких горизонтов коры под ними.

Недавно Е. П. Барановой, Г. В. Краснопевцевой и Н. И. Павленковой [2] проведена повторная интерпретация очень интересного сейсмического профиля, проходящего почти по простиранию Предмалокавказского трого, развивавшегося в мезозое и кайнозое, расположенного к северу от мегантиклинория Малого Кавказа (профиль Сухуми — Масалы на рис. 1). Профиль (А—Б, на рис. 2) этот с северо-запада на юго-восток пересекает Агджабединско-Евлаховский и Мирзаанский прогибы, входящие в состав Предмалокавказского трого, а также смежное Кюрдмириско-Саатлинское поднятие.

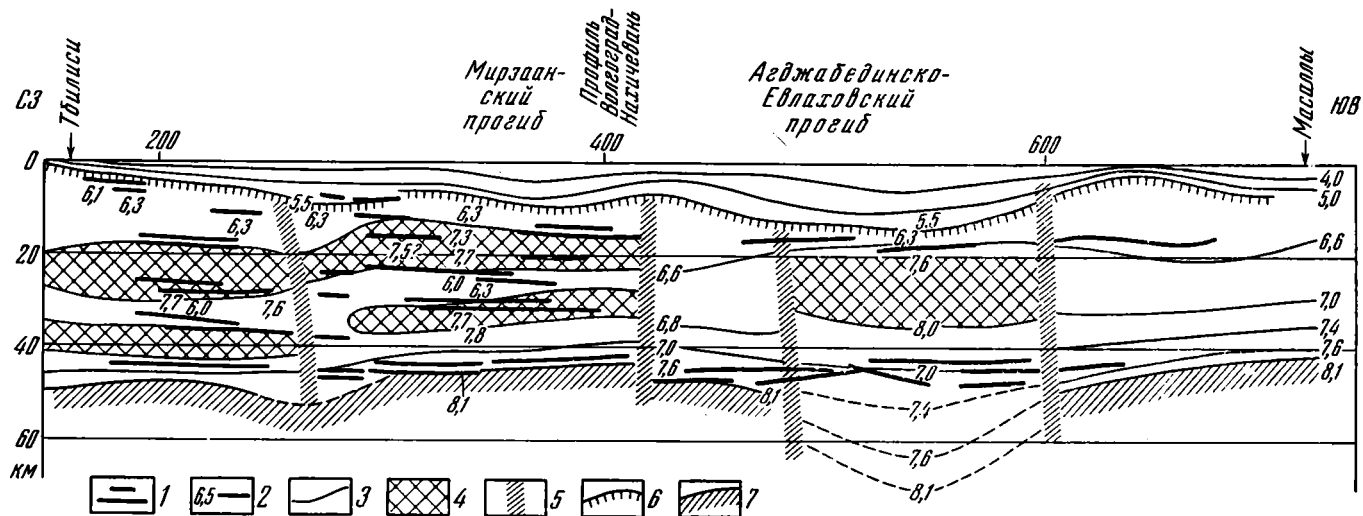


Рис. 1. Сейсмический разрез вдоль Куринской впадины по профилю Сухуми — Масаллы. По Е. П. Барановой, Г. В. Краснопецовой, Н. И. Павленковой (Профиль А — Б см. на рис. 2 и 3)

1 — отражающие площадки; 2 — преломляющие границы с граничной скоростью, км/с; 3 — изолинии скорости, км/с; 4 — зоны повышенных скоростей; 5 — нарушения по сейсмическим данным; 6 — поверхность фундамента; 7 — границы Мохоричича

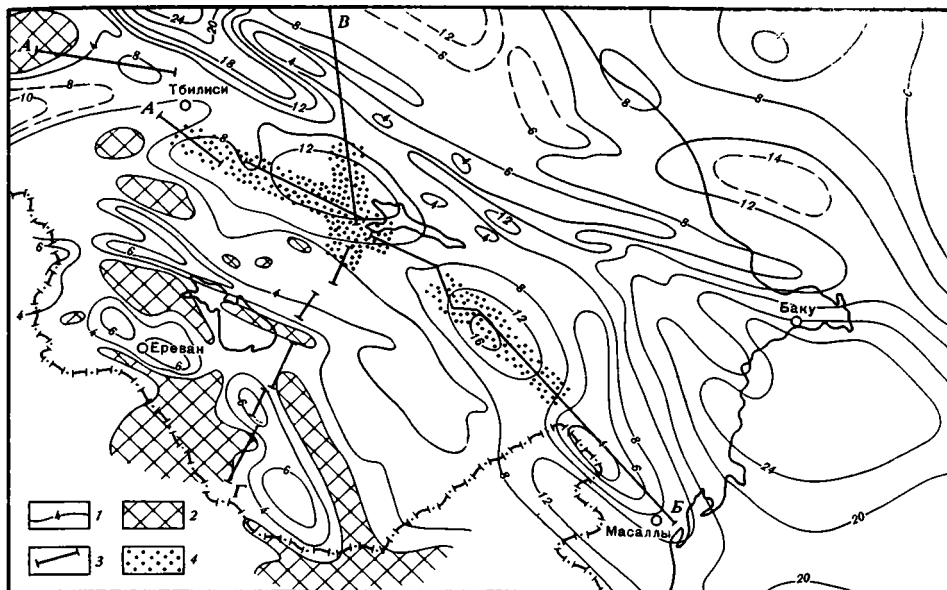


Рис. 2. Структурная схема Куринской впадины Закавказья по подошве альпийского складчатого комплекса

1 — изолинии глубин, км; 2 — выходы доальпийского основания на дневную поверхность; 3 — сейсмические профили Сухуми — Масаллы (А — Б) и Волгоград — Нахичевань (В — Г); 4 — участки сейсмических профилей, на которых в земной коре обнаружены высокоскоростные тела

Характерной особенностью рассматриваемого профиля являются отчетливо видимые на нем различия в строении консолидированной части коры под зонами крупных прогибаний, с одной стороны, и разделяющими их участками относительных поднятий — с другой. Сейсмические исследования выявили под прогибами Предмалокавказского трога в средней части коры (на глубинах 20 км и глубже) мощные тела с высокой скоростью прохождения продольных волн. Высокоскоростное тело максимальной (до 16 км) мощности зафиксировано под наиболее глубоким Агджабединско-Евлаховским прогибом, где подошва альпийского складчатого комплекса погружена до 15 км. Крайне высокие значения скорости в этом теле (7,6 км/с на его кровле и 8,0 км/с на подошве) не оставляют сомнений в том, что сложено оно ультраосновными породами. Под высокоскоростным телом скорости сейсмических волн понижаются до 7,0 км/с и вновь возрастают до 8,1 км/с лишь на границе Мохоровичича, предполагаемой на глубинах >60 км. Западнее и восточнее, т. е. в пределах участков относительного поднятия, такое высокоскоростное тело в коре отсутствует.

Под Мирзаанским прогибом, расположенным к западу от относительного поднятия, отделяющего этот прогиб от Агджабединско-Евлаховского, сейсмическим зондированием также зафиксированы тела, обладающие высокими (7,3—7,7 км/с) скоростями сейсмических волн. Там обнаружены два высокоскоростных тела, но меньшей мощности. Эти же высокоскоростные тела обнаружены, но не расчленены, на меридиональном профиле Волгоград — Нахичевань (В—Г на рис. 2), пересекающем Большой Кавказ [2].

На профиле Сухуми—Масаллы хорошо видно, что перечисленные тела представляют самостоятельные образования, а не являются частями слоя, единого для всего Предмалокавказского прогиба.

Территориальное совпадение рассмотренных высокоскоростных тел, выделенных на профилях Сухуми—Масаллы и Волгоград—Нахичевань, с прогибами Предмалокавказского трога позволяет предполагать, что они связаны и генетически. Представляется неправильным соотносить

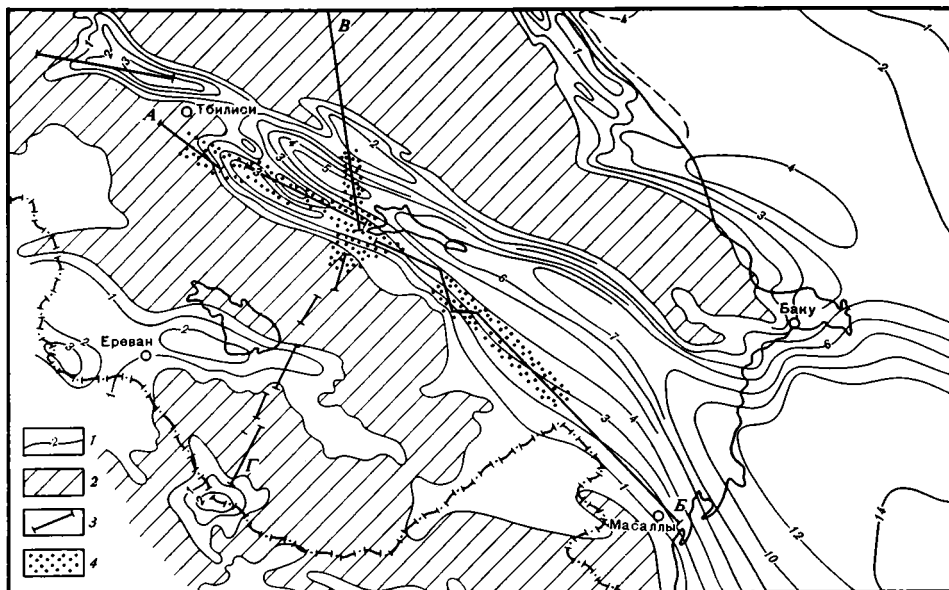


Рис. 3. Структурная схема Куринской впадины Закавказья по подошве орогенного комплекса отложений
 1 — изолинии глубин, км; 2 — области отсутствия пород орогенного комплекса; 3 — сейсмические профили; 4 — участки сейсмических профилей, на которых в земной коре обнаружены высокоскоростные тела

перечисленные высокоскоростные тела с Куринской межгорной впадиной в целом. Эта впадина возникла на орогенной стадии развития и ее тектоническая структура наиболее четко передается схемой мощностей неоген-четвертичных отложений, накопившихся в течение орогенной стадии (рис. 3). Впадина имеет наложенный характер и включает как части Предмалокавказского трога, так и ограничивающие его поднятия. Рассматриваемый сейсмический профиль Сухуми — Масаллы проходит по простиранию южного борта впадины, а профиль Волгоград — Нахичевань пересекает ее почти вкрест простирания. Структурное расчленение впадины не объясняет распределение участков развития и отсутствия высокоскоростных тел в земной коре региона.

Таким образом, рассмотренные сейсмические материалы по Предмалокавказскому трогу позволяют считать, что консолидированная часть земной коры на территории геосинклинальных трогов пронизана серией пластовых, вероятно, полого залегающих тел ультраосновных пород. Эти материалы представляют большой интерес для понимания механизма глубинных процессов, приводящих к формированию геосинклинальных трогов. Линейность и огромная протяженность структур этого типа не оставляют сомнений в том, что трог возникли вдоль глубинных разломов. По простиранию каждый такой трог состоит из серии отдельных прогибов, как бы нанизанных на этот первоначальный глубинный разлом (или зону сближенных глубинных разломов). В пределах таких прогибов мощность осадков превышает 10—20 км, тогда как на разделяющих их относительных поднятиях прогибания были слабыми (первые километры), а местами и вовсе отсутствовали.

Приведенные выше материалы позволяют считать, что образование прогибов, «нанизанных» на зоны глубинных разломов, и внедрение в земную кору тел ультраосновного состава территориально и, по-видимому, генетически связаны.

Мы, таким образом, присоединяемся к представлениям Е. П. Барановой, Г. В. Краснопевцевой, Н. И. Павленковой и М. М. Раджабова [2], которые полагают, что участки коры с аномально высокими скоростями образуются в результате пропитывания коры ультраосновным, т. е. вероятно мантийным веществом.

По существующим представлениям, тела гипербазитов могут сформироваться в коре в результате либо метасоматических, либо интрузивных (или протрузивных) процессов. Если это так, то намечается следующая схема развития геосинклинального трога. Первоначально в силу каких-то причин (в этой статье они не обсуждаются) образуется система протяженных глубоких разломов, которые все вместе определяют рисунок формирующегося геосинклинального пояса. Глубинные разломы становятся ослабленными зонами (каналами), по которым облегчается поступление глубинного магматического материала. Как известно, к начальным стадиям развития геосинклинального пояса обычно приурочен магматизм основного состава, проявляющийся в излиянии на земной поверхности основных лав. Приведенные выше материалы свидетельствуют о том, что в местах разрыва коры помимо излияний основных лав происходило также метасоматическое замещение пород коры ультраосновным материалом или внедрение ультраосновной интрузии, в результате чего образовались мощные (до 10 км и более) тела или, точнее, зоны насыщения такими телами. Эти тела формировались не вдоль всего глубинного разлома, а лишь на отдельных его участках, что представляется вполне естественным, поскольку проницаемость ослабленной зоны не могла быть везде одинаковой.

Оценим то влияние на тектонические перемещения, которое могло вызвать формирование в коре столь мощных ультраосновных тел. Образование в коре высокоплотных метасоматических гипербазитов должно было нарушить существовавшее равновесие и вызвать опускание утяжеленных блоков коры. Рассчитаем, сколь сильно погрузились те участки коры, в которых располагались тела, обнаруженные сейсмическим профилем Сухуми — Масаллы. Как видно из рис. 1, мощность высокоскоростного тела под Агджабединско-Евлаховским прогибом достигает 15 км. По сравнению с расположенными на тех же глубинах участками коры к западу и востоку от названного прогиба в высокоскоростном слое скорости продольных волн оказались больше приблизительно на 1,0 км/с. Следовательно, плотность в этом слое в результате процесса основного метасоматоза возросла приблизительно на 0,3—0,4 г/см³. Величину прогибания H от дополнительного веса можно оценить в соответствии с законом Архимеда по формуле $H = h\Delta\rho/\rho_m$ (где h — мощность утяжеленного слоя, $\Delta\rho$ — дополнительная плотность и ρ_m — плотность мантии). $H = 15 \text{ км} \cdot (0,3\text{—}0,4 \text{ г/см}^3) / 3,3 \text{ г/см}^3$. Указанное дополнительное давление утяжеленной коры на мантию при плотности последней 3,3 г/см³ должно вызвать погружение этого участка прогиба на 1,4—1,8 км. Это выразится на земной поверхности в образовании впадины той же глубины. Реальное опускание будет еще меньше, так как при этих расчетах не учитывается механическая связь опускающегося участка с соседними. Заполнение этой впадины осадками с плотностью 2,5 г/см³ создает дополнительную нагрузку, что приведет к новому погружению не более чем на 1,35 км. Вновь возникшая впадина снова заполнится осадками и опять прогнетется, но уже максимум на 1 км. В конечном счете процесс затухнет. Как показывают расчеты, суммарная величина погружения коры (и соответственно суммарная глубина впадины на земной поверхности) составит не более 5 км.

Погружение на 5 км — это значительно меньше, чем в типичном геосинклинальном прогибе, где мощность отложений, образовавшихся за геотектонический цикл, часто достигает 10—20 км. Оно меньше, чем в Агджабединско-Евлаховском прогибе, где мощность осадочной толщи равна 12—16 км.

Рассмотрим другой вариант. Предположим, что тело, обнаруженное под Агджабединско-Евлаховским прогибом, возникло в результате интрузивного или протрузивного внедрения ультраосновного материала в земную кору. Внедрение такого тела должно было вызвать сначала соответствующее поднятие, вспучивание земной поверхности. В процессе установления изостатического равновесия этот участок коры начал опускаться. Конечно, процессы поднятия и процессы компенсационного опу-

скания, по-видимому, шли приблизительно одновременно. Поскольку плотность внедрившегося материала примерно равна плотности материала мантии, это опускание компенсирует предшествующее поднятие и не вызовет образования впадины, а приведет лишь к утолщению коры.

Таким образом, появление в земной коре мощных метасоматических тел ультраосновного состава не может привести к образованию глубокого геосинклинального прогиба. Максимальная глубина возникающей впадины будет порядка 5 км при мощности новообразованного ультраосновного тела 15 км. В случае, если появление ультраосновного тела вызвано интрузией или протрузией, никакого прогиба вообще не образуется. Тем более не может возникнуть впадина глубиной до 16 км вследствие накопления на земной поверхности базальтовых и иных лав, какой бы огромной мощностью они не обладали. Лавы, в том числе базальтовые, значительно ниже по плотности вещества мантии.

Очевидно, что есть еще какая-то другая, более мощная причина, вызывающая антизостатическое погружение геосинклинальных трогов. Поиски такой причины могут привести к расшифровке механизма, приводящего к формированию геосинклинальных прогибов. Наиболее широко распространена точка зрения, которую авторы не разделяют, формирование геосинклинальных трогов связано с растяжением коры, приводящим к ее утонению или разрыву.

Литература

1. Резанов И. А., Шевченко В. И. Строение и эволюция земной коры геосинклиналей. М.: Недра, 1978. 183 с.
2. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.

Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта

Поступила в редакцию
10.1.1983

УДК 551.242.3 (517)

КОПТЕВА В. В., КУЗЬМИН М. И., ТОМУРТОГО О.

**СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ОФИОЛИТОВ
БАЯН-ХОНГОРСКОЙ ЗОНЫ МОНГОЛИИ**

Рассмотрено строение офиолитов Баян-Хонгорской зоны (верхняя часть разреза). Показано, что долеритовые дайки параллельного комплекса являются подводящими каналами для подушенных лав базальтов, что подтверждается петрохимическими данными и построениями. На основании изучения залежей гналокластитовых брекчий устанавливается характер извержения базальтов. Породы даек и лав офиолитов изученной зоны сравнимы с океаническими толеитами, а по содержанию редких и газонасыщенности наиболее близки к толеитам современных окраинных морей. Проанализированы два типа даек и лав плагиофировых и афировых долеритов и базальтов, первые из которых образованы в результате процесса кристаллизационной дифференциации, проявленного в магматическом очаге. Этот процесс, с отделением легкоплавкой существенно плагиоклазовой фазы, объясняется неравномерным проявлением спрединга.

В последние годы выявлена важная роль офиолитов в строении складчатых зон и поясов [14, 16]. Согласно схеме, сложившейся благодаря многим исследованиям, обобщенный разрез офиолитов имеет следующий вид (снизу — вверх): метаморфизованные гипербазиты, габбро и пироксениты расслоенного комплекса, комплекс параллельных даек (sheeted dykes complex), подушечные лавы, глубоководные осадки [7, 9, 11, 15, 16].

Однако поскольку на современных континентах древние остатки океанической коры — породы офиолитов обнажаются среди складчатых зон чаще всего в виде аллохтонно залегающих пластин и чешуй, наблюдение первичных соотношений всех членов офиолитовой ассоциации затруднено. Обычно они разобщены тектонически так, что в одних чешуях оказываются только дайки, в других — сохраняются только лавы и т. п. Учитывая изложенное, а также то, что многие моменты временных и генетических соотношений указанных комплексов еще неясны, значительный интерес представляют офиолитовые зоны, где удастся детально изучить хотя бы некоторые из этих соотношений.

В предлагаемой статье рассмотрены взаимоотношения комплекса параллельных даек с базальтовыми подушечными лавами, изученные на ряде пересечений Баян-Хонгорской зоны Монголии, где эти комплексы хорошо обнажены, а их породы наименее пострадали от расланцевания и метаморфизма.

Баян-Хонгорская зона расположена в Центральной Монголии, в юго-западных предгорьях Хангая, где протянулась с северо-запада на юго-восток на расстояние 150 км при ширине 10—15 км.

Современные представления о возрасте и характере толщ, слагающих Баян-Хонгорскую зону, а также о ее геологической структуре сложились благодаря работам Л. П. Зоненшайна [6, 3, 7, 18], В. И. Тихонова [18], А. Ф. Бойшенко [2], Ф. П. Леснова, Л. В. Агафонова [12] и др.

Согласно представлениям авторов, а также А. С. Перфильева и Н. Н. Хераскова [17], Баян-Хонгорская офиолитовая зона сложена породами офиолитовой ассоциации, залегающими в аллохтоне в виде отдельных тектонических пластин, выжатых из-под среднерифейского зеленосланцевого комплекса (рис. 1). Последний, сложенный зелеными сланцами по осадочным породам, реже сланцами по основным эффузивам и их туфам, нами вслед за В. А. Благодоровым, Н. С. Зайцевым и их соавторами [1], рассматривается как формационный комплекс пере-

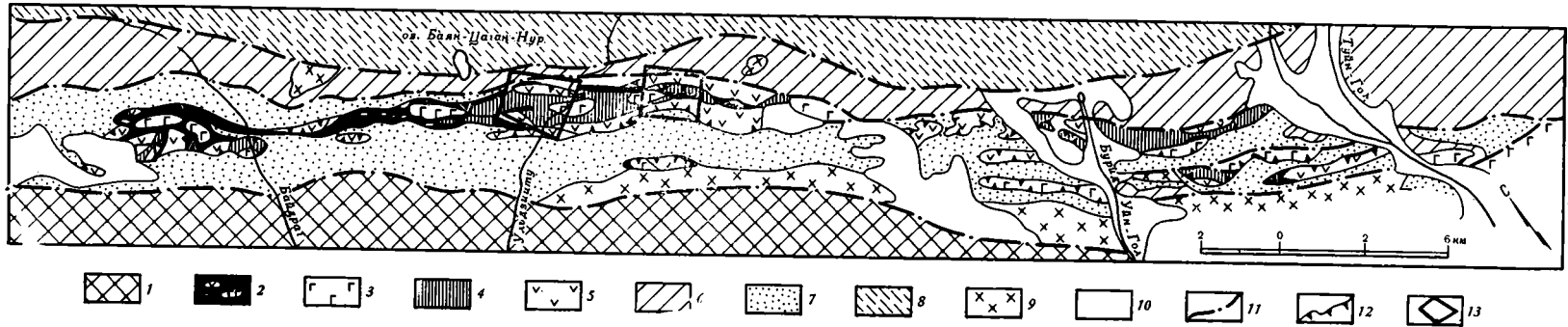


Рис. 1. Геологическая схема Баян-Хонгорской офиолитовой зоны (по О. Томуртоого).
 1 — дорифейские супракрустальные образования; 2 — серпентинитовый меланж; 3—5 — нижнерифейская офиолитовая ассоциация; 3 — комплекс расслоенных ультраосновных — основных пород, 4 — комплекс параллельных даек, 5 — комплекс подушечных базальтовых лав; 6 — среднерифейский зеленосланцевый комплекс; 7 — венд-нижнекембрийская известняково-сланцевая даек, 8 — палеозойские отложения; 9 — нижнепалеозойские гранитоиды; 10 — мезозойско-кайнозойские отложения; 11 — разломы; 12 — контуры тектонических покровов; 13 — участки детальных работ

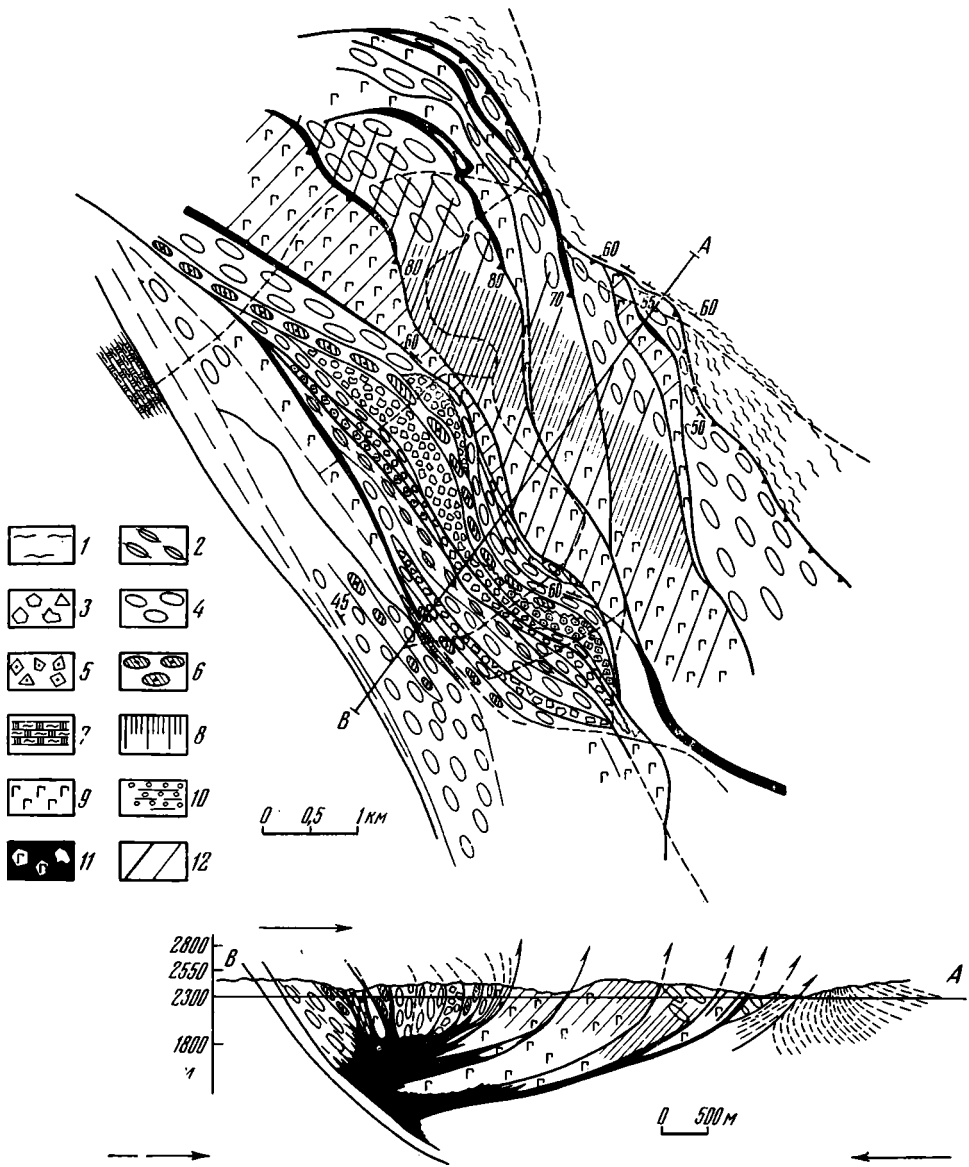


Рис. 2. Геологическая схема участка Хадат-ам (по В. В. Коптевой)
 1 — венд-нижнекембрийская известняково-сланцевая толща; 2—11 — породы офиолитовой ассоциации; 2 — подушечные лавы оливиновых базальтов; 3 — гиалокластитовые брекчии афировых базальтов, 4 — подушечные лавы афировых базальтов, 5 — гиалокластитовые брекчии плагиофировых базальтов, 6 — подушечные лавы плагиофировых базальтов, 7 — кремнистые сланцы и кварциты, 8 — комплекс параллельных даек (нерасчлененный), 9 — габбро, 10 — гравелиты, 11 — зоны развития серпентинитового меланжа с глыбами габбро и других пород офиолитовой ассоциации, 12 — разломы и контакты. BA — линия геологического разреза на схеме

ходной стадии развития земной коры Центральной Монголии. В отличие от него известняково-сланцевая толща венда—нижнего кембрия, сложенная мелководными морскими карбонатно-терригенными отложениями с микрофитолитами юдомского комплекса [5, 2] и включающая в верхих разреза офиолитокластовые олистостромовые горизонты, представляет собой формационный комплекс континентальной окраины, на который надвигался покров офиолитов при раннекембрийском тектоническом скупивании.

На сложнопостроенную покровно-складчатую структуру Баян-Хонгорской офиолитовой зоны наложены более поздние продольные разло-

мы и узкие грабены, заполненные морскими вулканогенно-олистоостровыми отложениями ($C_3?$), карбонатно-терригенными осадками (O_2), морскими терригенными породами нижнего карбона, угленосными молассаами перми (см. рис. 1).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УЧАСТКОВ РАЗВИТИЯ ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ДАЕК И ЛАВ

Изучение взаимоотношений подушечных базальтов и параллельных даек проводилось в средней части Баян-Хонгорской зоны, по обоим берегам р. Ульдзийту-Гол и на правом берегу р. Байдраг-гол.

На участке (Хадат-ам) и окружающих гор (рис. 2) северо-восточный край офиолитовой зоны круто надвинут на известняково-сланцевую толщу. Офиолиты здесь залегают в сравнительно узких, надвинутых друг на друга чешуях. При этом разные чешуи круто выдвинуты, вероятно, с разной глубины, и поэтому на поверхности современного эрозионного среза приведены в тектоническое соприкосновение габбро разного типа и подушечные базальты (см. рис. 2). Крутизна падения плоскостей подошвы и кровли отдельных чешуй увеличивается от $40-45^\circ$ на северо-восточном крае до $60-80^\circ$ в центре офиолитовой зоны. По отдельным плоскостям этих крутых надвигов, особенно в их фронтальных частях, наблюдается серпентинитовый меланж мощностью от 10 до 30 м.

В северной пластине наблюдаемая мощность подушечных базальтов ~ 100 м. Базальты этой пластины представлены афировыми подушечными разностями. По направлению от северного края к центру Баян-Хонгорской зоны в лавах появляются сначала отдельные редкие параллельные дайки, затем их количество увеличивается, они сгущаются, исчезают последние клинья вмещающих пород — подушечных лав между дайками (скрины), и тем самым завершается постепенный переход к сплошным дайкам (sheeted dykes) комплекса. Дайковый комплекс сложен дайками двух типов — плагиофировыми и афировыми долеритами. Дайки афировых долеритов всегда моложе плагиофировых, что устанавливается во всех обнажениях. Дайки имеют простирание с азимутом СВ $50-60^\circ$, с некоторым отклонением к северу — до $20-30^\circ$.

При движении по ущелью Хадат-ам далее на юг, по простиранию даек наблюдается появление среди них междайкового габбро и постепенное его расширение. Дайки теряют выдержанную параллельность, становятся извилистыми. Габбро здесь наблюдается пятнистое, среднезернистое, неравномернозернистой структуры с пегматоидными участками неправильной формы. На этом уровне разреза офиолитовой ассоциации устанавливаются сложные взаимоотношения между дайками, потерявшими свою параллельность, и габбро, что будет специально рассмотрено ниже.

В центральной пластине, по-видимому также разделенной на чешуи, установлен более мощный (до 450 м) разрез лав подушечных базальтов. В одной из чешуй сохранилась и верхняя часть разреза, сложенная агломератовыми брекчиями псефитовой размерности, туфами смешанного состава, в том числе переотложенными, т. е. слоями перехода к осадочному океаническому разрезу. Лавы находятся в крутом или слабо запрокинутом залегании. Они представлены, как и дайки, переслаиванием двух типов лав — плагиофировых и афировых. При этом в основании отдельных наиболее мощных ($40-50$ м) покровов наблюдаются их гиадокластитовые брекчии мощностью до 50 м. У южного края этой пластины располагается широкая, до 200 м, зона разлома, в которой зажаты отдельные клинья подушечных лав, вторичных кварцитов, кремнистых сланцев (см. рис. 2).

Второй детально изученный участок расположен на пересечении Баян-Хонгорской зоны по правобережью р. Ульдзийту-гол, левого притока р. Байдраг-гол, включает урочище Утын-гол и окружающие горы (рис. 3). Северо-восточный край офиолитовой зоны здесь также круто надвинут отдельными чешуями на известняково-сланцевую толщу, с ко-

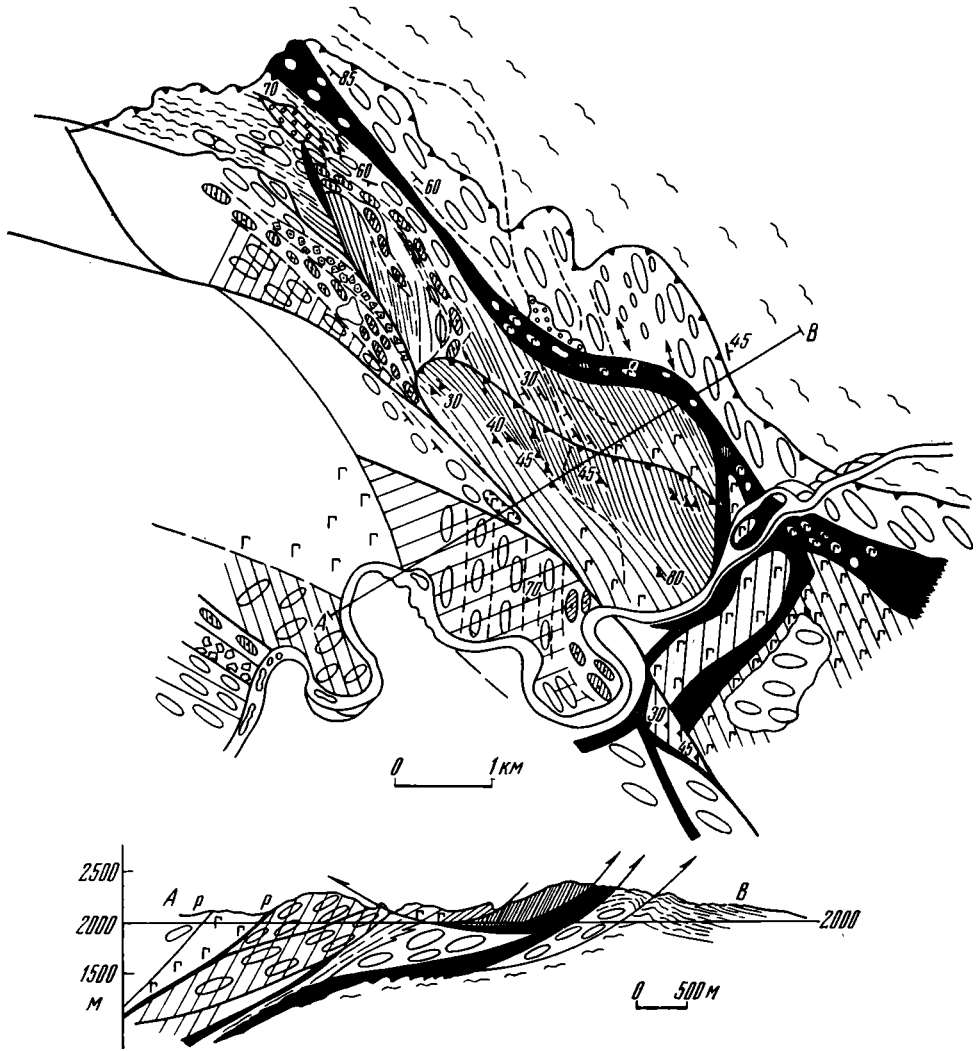


Рис. 3. Геологическая схема участка Утын-гол (по В. В. Коптевой)
Условные обозначения те же, что на рис. 2. *AB* — линия геологического разреза на схеме

торой в тектоническое соприкосновение приведены подушечные лавы базальтов. Падение плоскостей надвинутых чешуй к центру офиолитовой зоны до 60° .

Нижняя наиболее выдвинутая пластина подстилается следующей, и по плоскости их контакта прослеживается мощная (до 30—40 м) зона серпентинитового меланжа с глыбами и обломками пород габбро, даек и подушечных лав. Вторая пластина круто надвинута в северо-восточном направлении на первую. Третья пластина, напротив, находится в пологом залегании на второй и подстилается серпентинитовым меланжем, вскрытым по обоим берегам Ульдзийту-гол (см. рис. 3). В южной части пластины в эрозийном окне из-под сильно рассланцованного габбро обнажаются подушечные лавы с гиалокластикой.

Внутри каждой из пластин (второй и третьей по направлению с севера на юг) наблюдается переход от подушечных лав через комплекс параллельных даек к габбро. Этот переход аналогичен рассмотренному для участка Хадат-ам.

Следует отметить, что среди подушечных лав здесь, так же как и на участке Хадат-ам, выявлены лавы двух типов: афировых и плагифири-вых базальтов. При этом плагифирировые лавы характерны только для

нижних частей разреза подушечных лав. Вверху этого разреза в чешуях, надвинутых на известняково-сланцевую толщу, присутствуют только афировые лавы. В некоторых местах в низах разреза подушечных лав наблюдаются отдельные обнажения, где прослеживается переход от даек к брекчиям и лавам. Примерно в середине участка протягивается полоса, целиком сложенная одними параллельными дайками обоих типов мощностью свыше 100 м (см. рис. 3). Преобладающее простираание даек ЮВ 130—140°. Габбро вместе с секущими дайками, наблюдаемые в урочище Утын-гол в полого залегающей пластине, подстилаемой серпентинитовым меланжем, сильно рассланцованы, что не позволяет изучить их взаимоотношения.

Третье пересечение Баян-Хонгорской зоны выбрано вблизи ее западного окончания. Здесь на небольшом участке правобережья р. Байдраг-гол по южному краю офиолитовой зоны изучены дайки, лавы и их взаимоотношения. Чешуя габбро с дайками полого надвинута на подушечные лавы с дайками, и вместе они надвинуты в юго-восточном направлении на известняково-сланцевую толщу. По многим пологим контактам развит серпентинитовый меланж.

Одна из чешуй сложена подушечными афировыми базальтами, чередующимися в разрезе со своими гиалокластитовыми брекчиями в виде слоев по 30—40 см мощностью. Эти переслаивания последовательно прорваны дайками аналогичного состава. В верхней части разреза наблюдаются подушечные афировые базальты с редкими дайками. Вниз по разрезу среди прослоев подушечных базальтов появляются прослой гиалокластитовых брекчий, которые, чередуясь с лавами, к низам разреза увеличиваются в мощности и дают прослой брекчий до 60 м. В одном из обнажений прослеживается переход от дайки к подушечным лавам и их гиалокластитовым брекчиям.

ПАРАЛЛЕЛЬНЫЕ ДАЙКИ SHEETED DYKES КОМПЛЕКСА БАЯН-ХОНГОРСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ ЗОНЫ

Параллельные дайки на всех изученных пересечениях Баян-Хонгорской зоны представлены, как уже отмечалось, двумя типами: афировых и плагиофировых долеритов. В участках, где выявляется «сплошной» дайковый комплекс, обычно присутствуют дайки обоих типов. При этом во всех изученных обнажениях афировые дайки всегда моложе плагиофировых, что выражается в срезании и пересечении последних афировыми дайками (рис. 4, *а—в*). Мощность даек обычно изменяется от 0,5 до 2 м при преобладании мощностей от 0,8 до 1,2 м.

«Слой» офиолитовой ассоциации, сложенной дайками, в Баян-Хонгорской зоне имеет следующее строение. В ее верхах наблюдаются лишь отдельные дайки, круто секущие подушечные лавы. Здесь дайки еще извилисты, не параллельны, имеют много раздувов и сужений. Вниз по офиолитовому разрезу число даек увеличивается, они приобретают параллельность, лавы сохраняются только в междайковых пространствах (скринах). Далее размеры и величина зажатых между дайками скрин уменьшаются и они исчезают вовсе, уступая место «сплошному» дайковому комплексу, где дайки располагаются параллельно «дайка в дайке» (см. рис. 4, *а—г*). В начале изучения параллельные дайки поражают своей почти геометрической параллельностью, но детальные зарисовки и крупномасштабное картирование выявляют отклонения от нее. Дайки обнаруживают небольшие изгибы, изменение мощностей по простираанию и часто срезают одна другую под острым углом (см. рис. 4, *а—в*). Все это делает невозможным как безошибочно «узнать» каждую из даек после пересечения их засыпанным щебенкой оврагом, так и проследить отдельную конкретную дайку на протяжении всей дайковой зоны. Мощность «слоя» сплошных даек в Баян-Хонгорской зоне не более 0,5 км.

Далее вниз по офиолитовому разрезу среди даек появляются скрины габбро, вначале редкие и мелкие (шириной 10 см при длине 20—40 см), затем соизмеримые с размерами даек. Дайки обоих типов на контактах

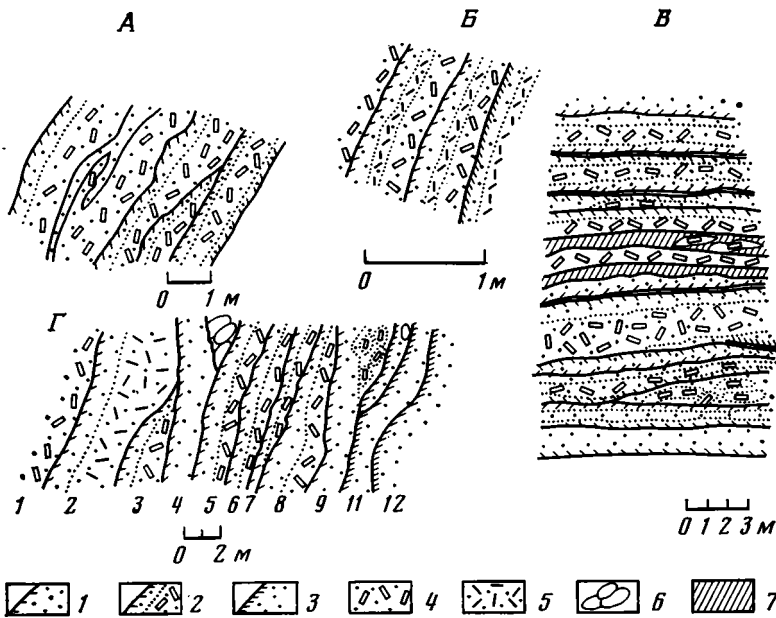


Рис. 4. Зарисовки обнажений с параллельными дайками: А, Б и В — в ущелье Хадат-ам; Г — вблизи Дарвагайн-худук.

1 — дайка долерита афирового типа со своим левым закальным краем; 2 — дайка долерита плагифиривого типа со своим левым закальным контактом; 3 — тонкозернистый или стекловатый край дайки (с левой закалкой); 4 — центральные части плагифиривых даек с крупными фенокристаллами плагноклаза (до 1—1,5 см длиной); 5 — тонкозернистый долерит с мелкими фенокристаллами плагноклаза; 6 — подушечные лавы базальта; 7 — задернованные участки

со скринами габбро образуют закальные контакты. Протяженность и мощность скрин возрастает вниз по офиолитовому разрезу. Обычно на этом уровне разреза офиолитовой ассоциации дайки теряют свою параллельность, становятся извилистыми, ветвятся. Вероятно, к этому уровню разреза относятся те диабазовые дайки, которые наблюдались А. С. Перфильевым и Н. Н. Херасковым западнее г. Баян-Хонгора [17]. В тех случаях когда в строении дайкового комплекса участвуют дайки одного типа (район Хадат-ам), тесно примыкающие одна к другой и образующие структуру «дайка в дайке» (см. рис. 4, а, б), они имеют односторонние закалки (в рассматриваемом случае левые) у плагифиривых даек. Афировые дайки являются как бы дополнительными. В отдельных обнажениях участка Утын-гол соседствующие дайки плагифиривых долеритов также имеют односторонние левые закалки. Афировые дайки, сохраняя ту же закономерность, либо секут плагифиривые, либо прилегают к их краям своими закальными контактами. Это позволяет предположить, что здесь сам дайковый комплекс сложен плагифиривыми дайками, а афировые являются более поздними и как бы дополнительными.

Однако более позднее внедрение даек афировых долеритов не всегда оторвано во времени от более ранних даек плагифиривых долеритов. Смена составов даек может происходить непосредственно в процессе образования дайкового комплекса. В одном из обнажений параллельных даек вблизи Дарвагайн-худук (южнее оз. Баян-Цаган-Нур) наблюдались последовательно внедренные дайки с левосторонними закалками, состав которых постепенно менялся по мере их внедрения от плагифиривых даек к афировым. Изучение обнажения (см. рис. 4, г) и микроскопическое исследование пород даек показало, что при последовательном внедрении 12 даек (с мощностями от 0,8 до 1,5 м) дайки с 1-й по 7-ю являются дайками раннего (плагифиривого типа), а более поздние (9—12-я) явно принадлежат позднему типу афировых даек. При этом

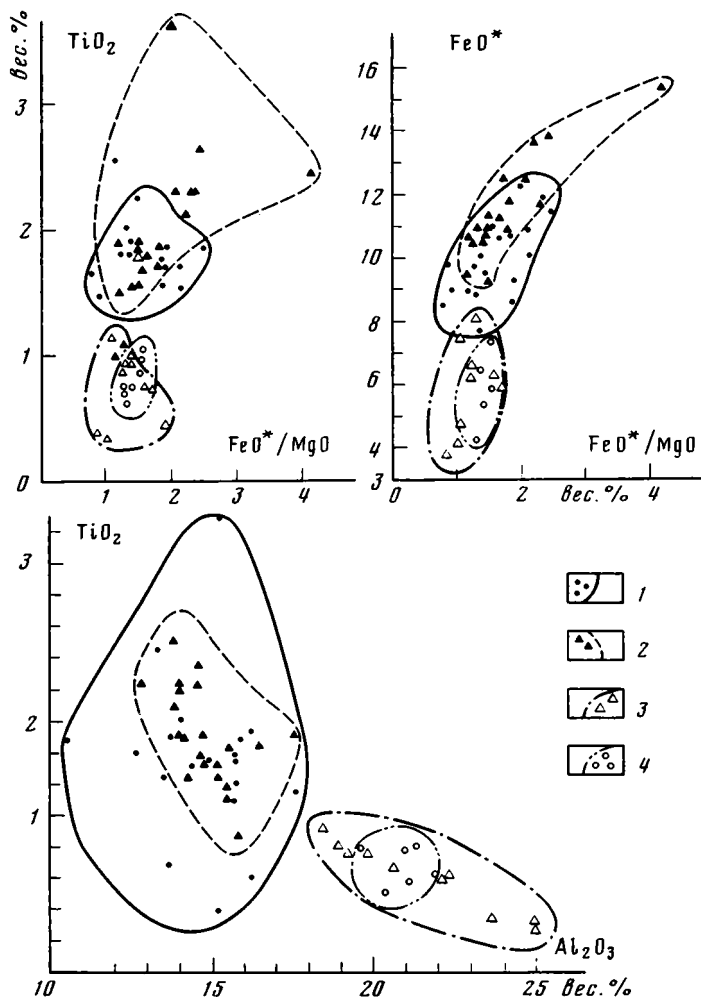


Рис. 5. Вариационные диаграммы составов даек и лав Баян-Хонгорской офиолитовой ассоциации
 1 — комплекс афировых базальтовых лав; 2 — комплекс афировых долеритовых даек; 3 — комплекс плагиофировых долеритовых даек; 4 — комплекс плагиофировых базальтовых лав

породы закальных зон всех разновидностей даек могут быть отнесены к типу афировых даек. Кроме того, дайка № 9, сама лишенная плагиоклазовых вкрапленников, содержит шлировые включения обогащенной плагиоклазовыми кристаллами породы. Шлировые включения не имеют ни четкой границы, ни закальных контактов с вмещающей их породой дайки.

Плагиофировые долериты даек характеризуются крупными (до 1,5 см) вкрапленниками плагиоклаза, число которых увеличивается к центральной части даек. Основная масса породы сложена плагиоклазом и пироксеном, частично хлоритизированным, образующими полнокристаллическую диабазовую, долеритовую или микролитовую структуры. Чаще всего в дайках этого типа устанавливается определенная зональность: центральная зона (мощность 0,5—1 м), где содержание фенокристаллов плагиоклаза составляет 50% массы породы и даже 60—70%, представлена своеобразными анортозитоидами; краевые зоны (мощность 0,2—0,3 м) с более мелкими и редкими фенокристаллами плагиоклаза и менее крупной раскристаллизацией основной массы породы; зона закалки (мощность от 0,5 до 2 см), сложенная очень тонкозернистой породой, часто с изотропным стеклом¹. Важно отметить, что в зоне закал-

¹ Следует подчеркнуть, что в лавах, гналокластитовых брекчиях и зонах закалки даек действительно сохранилось изотропное стекло.

ки этих даек вкрапленники обычно отсутствуют, но и редко наблюдаемые кристаллы плагиоклаза имеют оплавленную форму и корродированы тонкозернистой основной массой или стеклом. Это свидетельствует о раннем интрателлурическом генезисе плагиоклазовых вкрапленников. Указанные зоны прослеживаются в обнажениях (см. рис. 4, а—г). Фенокристаллы плагиоклаза замещены развитым по нему пренитом, карбонатом, реже альбитом, позднее которых развивается тонкодисперсный агрегат почти изотропного гидрограната. Моноклинный пироксен типа авгита часто замещен хлоритом, вторичным амфиболом. В виде акцессорной примеси присутствует титаномагнетит (или сфен).

Афировые долериты даек отличаются от предыдущих равномерно-зернистым строением. Иногда наблюдаются вкрапленники моноклинного пироксена — авгита, реже плагиоклаза. Пироксен и плагиоклаз являются главными минералами афировых долеритов. Структура пород долеритовая или диабазовая. В дайках этого типа центральная и краевые зоны разделяются менее четко, закалочная зона сложена изотропным стеклом, переходящим в тонкозернистую массу мощностью ~1 см. В переходах от изотропного стекла к анизотропной тонкозернистой массе (т. е. от края дайки по направлению к ее центру) иногда наблюдается вариолитовая структура. Следует отметить, что тип афировых даек не столь четкий, как первый. Иногда наблюдаются более мощные дайки, по структуре отвечающие уже габбро-диабазам. Возможно, что они наиболее поздние из всех афировых даек. Однако петрохимически этот тип един и отличается от плагиофирового большим содержанием титана и железа. Дайки двух выделенных типов четко разделяются на вариационных диаграммах TiO_2/Al_2O_3 и $TiO_2 / \frac{FeO^*}{MgO}$ и $FeO / \frac{FeO^*}{MgO}$, где фигуративные точки их анализов попадают на совершенно разные поля (рис. 5).

ПОДУШЕЧНЫЕ ЛАВЫ БАЗАЛЬТОВ БАЯН-ХОНГОРСКОЙ ЗОНЫ

Подушечные лавы офиолитовой ассоциации, как было показано выше, слагают значительные пространства в Баян-Хонгорской зоне. Наиболее полные их разрезы на участке Хадат-ам имеют мощность до 450 м. Максимальный разрез лав в урочище Утын-гол, составленный по одной тектонической чешуе, не превышает 150 м. В некоторых обнажениях обнаруживается хорошая подушечная отдельность и прослеживаются подушки удлиненной, трубообразной формы, имеющие овальное поперечное сечение. Такие обнажения выявлены в уступах правого берега р. Ульдзийту-гол. Подобная форма подушек впервые была обнаружена у базальтов дна океана.

В западной оконечности Баян-Хонгорской зоны, в районе пересечения ее р. Байдраг-гол, сохранились менее мощные разрезы подушечных лав. В некоторых из них наблюдаются и их гиалокластитовые брекчии.

Лавы плагиофировых базальтов имеют порфиловую структуру с крупными вкрапленниками плагиоклаза (до 1—1,5 см), обычно замещенными, так же как и в дайках, пренитом, карбонатом, альбитом или более поздним гидрогранатом. Основная масса породы — стекловатая, интерсертальная, микродолеритовая — сложена пироксеном и плагиоклазом. Лавы этого типа образуют особенно крупные подушки (до 0,6—0,8 м) с характерной подушечной зональностью. В них наблюдается: внешняя закальная зона в виде стекловатой корочки мощностью не более 1 см; затем краевая зона, близкая по характеру раскристаллизации породы к краевым частям плагиофировых даек; и центральная часть подушки, обогащенная крупными вкрапленниками плагиоклаза с наиболее раскристаллизованной основной массой породы, близкой к породам в центральных частях плагиофировых даек.

Лавы афировых базальтов имеют тонкозернистую основную массу породы, часто стекловатую, иногда содержат очень мелкие вкрапленники пироксена, реже плагиоклаза или оливина в реликтах. Часто встречаются миндалины, выполненные вторичными минералами. Они распола-

гаются в подушках зонально. Подушки обычно более мелкие, чем в плагиофировых лавах, и имеют 0,4—0,6 м в диаметре.

Изученные среди Баян-Хонгорских офиолитов лавы двух типов — плагиофировых и афировых базальтов — полностью соответствуют двум типам пород, выделенных среди комплекса параллельных даек. Внутри каждого типа лавы и дайки аналогичны по минеральному составу и петрохимическим особенностям. Последнее хорошо видно на вариационных диаграммах (см. рис. 5).

Выше уже отмечалось, что афировые лавы обычно слагают всю верхнюю часть разреза подушечных лав, тогда как плагиофировые лавы тяготеют к нижним частям разреза, что характерно для простейших случаев. Это положение хорошо увязывается с тем, что афировые дайки всегда образуются позднее плагиофировых.

ГИАЛОКЛАСТИТОВЫЕ БРЕКЧИИ БАЗАЛЬТОВ И СПОСОБ ИХ ИЗВЕРЖЕНИЯ

Как отмечено выше, в основании многих прослоев базальтов залегают вулканические брекчии с существенным содержанием гиалокластитов. Гиалокластитовая корочка, или «рубашка», толщиной в 0,5—1 см часто облекает отдельные подушки в подушечных лавах, а в межподушечных треугольных пространствах обычно скапливаются отдельные мелкие обломочки таких оболочек. Однако в разрезах базальтов Баян-Хонгорской зоны кроме такого обычного присутствия гиалокластитов имеются гиалокластитовые брекчии в виде линз мощностью до 40—60 м.

Брекчии обращают на себя внимание прежде всего нагромождением крупных обломков базальтов размером до 10, иногда 40 см. Наблюдается два типа крупных обломков: 1) обломки угловатой формы с резкими краями, по которым можно заключить, что они попали в брекчию и в обломок, уже будучи твердой, остывшей породой; 2) округлые, как бы оплавленные обломки каплевидной формы, иногда несущие следы пластической деформации при попадании в брекчию. Это обломки того же состава, что и подушечная лава, в которую вверх по разрезу переходит брекчия. Обычно в них, как и в подушках, наблюдается тонкая корочка закалывания и реже слабая зональность, свойственная подушкам. Все эти обломки размером от 0,5 до 40 см погружены в тонкозернистую массу, сложенную «обрывками» стекла характерной формы. В некоторых частицах стекло сохранился селадонит, но чаще они уже полностью хлоритизированы. Эта тонкозернистая гиалокластитовая масса обычно является цементом для крупнообломочных брекчий, но иногда и слагает отдельные прослои в них.

Образование такого типа мелкой гиалокластитовки происходит в результате подводной взрывной деятельности или трещинной «пульверизации» расплавов на подводной поверхности [4, 19, 20]. Здесь, вероятно, преобладали отдельные взрывы или серии мелких взрывов, когда из трещинных жерл выбрасывалась лавовая масса и, охлаждаясь в воде, приобретала форму округлых обособлений. Тонкие обрывки лавы, выбрасываемые взрывами, застывали в виде стекол, давая гиалокластитовый цемент для брекчий. Наиболее сильные взрывы, вероятно, разрушали породы стенок жерловых трещин и выбрасывали их обломки угловатой формы. После быстрого или даже мгновенного отделения газовой фазы на начальной стадии извержения оставшая часть расплава извергалась более спокойно, образуя подушечные лавы.

Гиалокластитовые брекчии этого типа характерны как для базальтовых лав афирового типа, так и для низов покровов плагиофировых лав. Микроскопическое изучение брекчий плагиофировых базальтов, особенно гиалокластитовых брекчий, слагающих приустьевые части даек, показало, что в них содержатся кристаллы и обломки кристаллов плагиоклаза, сцементированные оскольчатой массой хлоритизированных стекол. Этот факт указывает на более раннее, вероятно интрател-

лурическое, выделение плагиоклаза в твердую фазу, когда цементирующая масса базальта была еще в расплаве и, вырвавшись на подводную поверхность, дала мелкооскольчатую массу стекол, слагающих цемент этих брекчий.

Изучение гиалокластитовых брекчий позволило понять характер извержения базальтовых лав. Переход вверх по разрезу от гиалокластитовых брекчий к подушечным лавам совершается постепенно, но их граница вырисовывается четко. Сначала в гиалокластитовой массе появляется все больше обособлений типа мелких подушек, затем они становятся крупнее и переходят в сплошные, связанные друг с другом подушки, где гиалокластитовый материал уже встречается только в межподушечных треугольниках. Непосредственный переход от дайки к гиалокластитовым брекчиям и лавам наблюдался в изученном участке правобережья р. Байдраг-гол, а также в районе урочища Утын-гол по южному краю Баян-Хонгорской офиолитовой зоны. Все это убедительно свидетельствует о том, что дайки комплекса параллельных даек являются подводными каналами для базальтовых лав офиолитовой ассоциации той же зоны. Выше была продемонстрирована их идентичность, подтверждаемая минералогическими, петрографическими и петрохимическими данными.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СООТНОШЕНИЯ КОМПЛЕКСА ДАЕК С ГАББРО (ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ)

Проблема соотношений даек и габбро в офиолитах остается одной из самых сложных и на материале Баян-Хонгорской зоны пока не решается. Однако рассмотрим полученные факты, которые касаются взаимоотношений параллельных даек только с верхним, неполосчатым габбро.

В районе урочища Утын-гол на правобережье р. Ульдзийту-гол хорошо видно, как параллельные дайки секут габбро (см. рис. 3). По направлению к северу они сгущаются, исчезают скрины габбро и совершается переход к комплексу сплошных даек. Из этого примера и многих других, известных по литературе, следует, что габбро образовалось раньше даек. С другой стороны, интересные взаимоотношения даек и габбро наблюдаются в ущелье Хадат-ам. Здесь при переходе от комплекса даек в зону развития габбро наблюдается сложнопостроенная магматическая брекчия мощностью до 50 м. При приближении к ней дайки теряют свою параллельность, между ними появляются скрины габбро, которые постепенно расширяются до размеров, соизмеримых с дайками. Еще далее габбро уже преобладает, в нем появляются жилы и прожилки афировых и плагиофировых долеритов различной формы и очертаний. Габбро — крупнозернистое, лейкократовое, в жилообразных телах — пегматоидное.

Мелкозернистые долериты (II тип даек) образуют извилистые, ветвистые тела мощностью 1—1,5 м, которые часто содержат шлировидные включения габбро с рваными краями, с четкой, но постепенной границей, а также шлировидные включения плагиофировых долеритов. На краях включений нет ни закалок, ни других приконтактных образований. Кроме того, в одном обнажении наблюдалось множество округлых включений габбрового материала размером с куриное яйцо, погруженных в мелкозернистую долеритовую массу. В поле одного шлифа наблюдается постепенный переход от структуры габбро к плагиофировому и затем к афировому долериту.

Все это свидетельствует о родстве и близости условий образования даек и верхнего магматического габбро, а также о том, что в данном случае во время образования даек габбро еще не было твердой консолидированной породой.

**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ПОРОД БАЯН-ХОНГОРСКОЙ ЗОНЫ
(ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ)**

Выше был рассмотрен геологический материал, характеризующий строение офиолитового разреза Баян-Хонгорской зоны в его верхней части. Однако офиолитовая ассоциация — сложное магматическое образование, и строение офиолитового разреза, особенности его формирования обусловлены магматическим процессом, происходившим в определенных динамических условиях, судить о которых нам частично позволяет анализ петрохимических данных и соотношений. По набору пород и их взаимоотношениям рассматриваемая Баян-Хонгорская ассоциация хорошо сопоставима с типичными офиолитами [9]. Большая часть пород ассоциации, как хорошо видно из диаграммы AFM (рис. 6), вытянута вдоль стороны FM треугольника и имеет типичный толеитовый тренд дифференциации, что характерно и для магматических пород дна океана. Характерной особенностью рассматриваемых пород является также достаточно низкое содержание всех литофильных элементов и высокое — элементов группы железа (см. таблицу), что свойственно породам дна океана. Однако породы офиолитов Баян-Хонгорской зоны имеют ряд специфических черт, которые следует рассмотреть подробнее.

Средние составы рассматриваемых комплексов офиолитовой ассоциации

Определаемый параметр	Кумулятивное габбро низов комплекса	Верхнее магматическое габбро	Дайки плагиофирилов Доломитов	Зоны закали даек плагиофирилов Доломитов	Дайки афировых долеритов	Зоны закали даек афировых долеритов	Лавы плагиофирилов базальтов	Лавы афировых базальтов	Среднее толеитовое среднитолеитовое океанических хребтов	Среднее толеитовое островных дуг
	Число									
	2	7	6	2	7	1	7	10	*	*
SiO ₂	46,0	48,42	46,84	47,63	48,84	47,42	48,07	48,14	49,46	51,13
TiO ₂	0,15	0,93	0,78	2,01	1,84	2,32	0,85	1,66	1,40	0,98
Al ₂ O ₃	21,0	15,84	21,45	14,55	14,52	13,10	20,70	14,98	15,70	19,77
Fe ₂ O ₃	3,62	9,20	6,68	13,38	12,16	11,26	6,28	10,31	11,37	9,46
MnO	0,07	0,14	0,11	0,15	0,18	0,15	0,10	0,15	0,18	0,18
MgO	8,41	7,96	4,65	6,14	6,55	9,20	4,73	5,90	7,71	3,92
CaO	13,54	12,28	12,20	9,75	9,64	11,04	12,32	10,48	11,28	11,09
Na ₂ O	1,68	2,53	2,80	3,10	3,00	2,64	2,50	3,10	2,655	3,00
K ₂ O	0,20	0,20	0,76	0,11	0,25	0,21	0,72	0,66	0,11	0,36
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,12	0,32	0,18	0,30	0,20	0,18	0,15	0,10
П.п.п.	2,58	2,38	4,13	3,67	2,80	2,27	5,01	4,20	0,20	—
Li	3	6,6	5,5	2	4,7	7	8,2	7,0	7	—
Rb	7,5	2,7	13,2	2,1	4,8	1,6	10,9	13,1	0,8	5
Ba	35	91	150	42	71	83	155	195	20	126
Sr	160	239	215	255	165	220	240	222	130	290
Be	0,25	0,44	0,2	0,72	0,70	1,2	0,3	0,6	—	—
Sn	1,3	2,2	2,2	3,2	2,4	2,7	1,8	2,7	—	—
Zn	51	69	57	120	90	83	70	92	—	—
Cr	578	108	148	106	125	450	187	240	280	17
Ni	166	104	64	67	81	200	62	80	120	11
Co	32	48	28	38	40	45	24	39	60	—
Y	108	230	164	220	294	260	163	255	290	235

* По данным Б. Г. Лутца [13].

Примечание. Окислы даны в вес. %; элементы в г/т.

Важной отличительной особенностью рассматриваемой ассоциации является наличие двух типов лав и даек — афировых и плагиофириловых базальтов и долеритов. Как видно из таблицы, соответствующие по петрографическим особенностям породы имеют близкий вещественный состав. Плагиофириловые лавы и дайки обогащены алюминием, кальцием, литофильными редкими элементами и обеднены магнием по сравнению

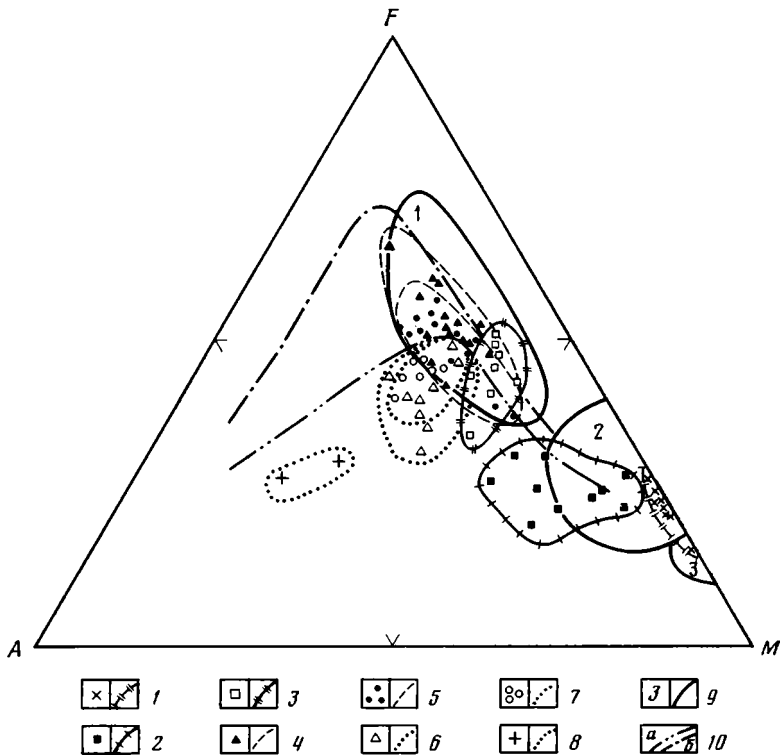


Рис. 6. Диаграмма AFM для офиолитовой ассоциации Баян-Хонгорской зоны
В условных знаках (1—9) левые половинки обозначают точки составов конкретных анализов, а правые — контуры полей составов:

1 — комплекс дунитов и гарцбургитов, 2 — комплекс кумулятивного габбро, 3 — комплекс магматического габбро, 4 — комплекс параллельных даек афировых долеритов, 5 — комплекс подушенных лав афировых базальтов, 6 — комплекс параллельных даек плагнофиловых долеритов, 7 — комплекс подушечных лав плагнофиловых базальтов, 8 — плагноклазиты и альбититы, 9 — поля средних составов по Р. Колману [9], где цифры внутри полей обозначают поля точек составов: 1 — абиссальных океанических толеитов, 2 — основных и ультраосновных кумулятов, 3 — метаморфических кумулятов; 10 — тренды дифференциации: а — известковощелочных и б — толеитовых базальтов. При составлении диаграммы были использованы 52 анализа, собранные авторами и выполненные в лаборатории Института геохимии им. А. И. Виноградова; 11 анализов, отобранные А. С. Перфильевым и Н. Н. Херасковым и 25 анализов А. К. Симона, выполненные в лаборатории того же института и ЦХЛ ИГЕМА и любезно предоставленные авторам.

с афировыми разностями лав и даек. Однако оба типа пород остаются родственными по составу. Их родственность может быть иллюстрирована хотя бы тем, что точки составов пород закальных зон плагнофиловых даек на вариационных диаграммах попадают в поле составов даек афировых. Следовательно, и составы пород зеркальных зон плагнофиловых даек, лишенные плагноклазовых вкрапленников и не обогащенные плагноклазовой фазой, оказываются аналогичными составам афировых даек. Все это указывает на генетическую общность обоих типов пород.

Учитывая, что вкрапленники, как было показано в предыдущих разделах, имеют интрателлурическую природу и что плагнофиловые дайки во всех исследованных обнажениях являются более ранними, чем афировые, можно предположить следующую картину эволюции магматического очага, давшего начало породам рассматриваемой ассоциации. В магматическом (возможно, промежуточном) очаге создались условия кристаллизационной дифференциации расплава, что могло быть вызвано «задержкой» спрединга и отсутствием открытых трещин для излияний. В результате этого в магматической камере шло не только формирование расслоенной серии, что типично для многих офиолитовых ассоциаций [7, 9, 11, 17, 22 и др.] и свойственно магматическим систе-

мам современных океанов [8], но и происходило накопление «легкой» плагиоклазовой фазы в самых верхах магматической камеры. В дальнейшем раскрытие трещин обуславливало их проникновение из кровли камеры в верхние ее части и позволило вывести на поверхность сначала базальтовый расплав, обогащенный плагиоклазом. При последующем развитии спрединга и более глубоком раскрытии трещин в них стал поступать и более основной по составу материал из нижних частей очага (или системы очагов), не прошедший дифференциации. В одних случаях (район ущелья Хадат-ам) между излиянием расплава того и другого состава произошли какие-то тектонические события (например, проникновение расколов на глубину), четко разделившие во времени излияние расплавов двух составов. В других случаях (район оз. Баян-Цаган-Нур) раскрытие трещин происходило непрерывно, с последовательным вовлечением вслед за расплавом, обогащенным плагиоклазом, и более основного по составу материала. Приведенные данные о разделении и перемешивании магматического материала свидетельствуют о генетической связи даек и лав обоих типов.

Изложенная последовательность формирования магматических пород офиолитов подтверждается и особенностями эволюции их состава. Нижнее габбро попало в поле составов кумулятивных пород офиолитов, в то время как остальные комплексы пород, в том числе и верхнее габбро, в целом совпадают с полем составов океанических базальтов (см. рис. 6). При этом верхнее габбро имеет наиболее магниевый, т. е. наименее дифференцированный, состав по сравнению с породами даек и лав. Как показали геологические наблюдения, породы даек обоих типов ассоциируют с верхним магматическим габбро, взаимно переходя друг в друга. На диаграмме АФМ верхнее габбро по составу наиболее близко к афировым породам даек, т. е. формирование обоих разновидностей пород шло на близких уровнях очага.

Возможность интенсивной дифференциации в магматической камере является важной особенностью пород Баян-Хонгорской офиолитовой ассоциации. В процессе этой дифференциации часть расплава обогащается плагиоклазом, а составы этих пород на диаграмме АФМ сдвинуты в сторону щелочного угла треугольника, т. е. намечается известково-щелочной тренд дифференциации. Но последний, в отличие от четко проявленного толентитового тренда не прошедших дифференциацию пород, лишь только намечен и дальнейшего развития не получил.

Рассматриваемые породы лав и даек, особенно плагиофировые разновидности, по сравнению с породами океанического дна обогащены калием и литофильными элементами (Rb, Ba, Sr), что и приближает их к породам островных дуг, однако от последних их отличает значительно более высокое содержание элементов группы железа (Cr, Ni, Co). Таким образом, можно констатировать, что по составу и особенно по содержанию редких элементов породы офиолитов Баян-Хонгорской зоны занимают промежуточное положение между толентами океана и островных дуг.

Имеющиеся в настоящее время данные по составу базальтов новообразованных впадин Филиппинского моря [21] показали, что эти породы имеют большое сходство с океаническими толентами и также обогащены калием и некоторыми литофильными элементами, что позволяет сопоставлять с ними породы Баян-Хонгорской зоны. В связи с этим можно предполагать, что рассматриваемая ассоциация пород фракционировала скорее всего в условиях окраинного моря. Этим, вероятно, можно объяснить широкое развитие в лавах офиолитов эксплозивных гналокластитовых брекчий, формирование которых может происходить в условиях избытка летучих в магме. Как известно, океанические базальты формируются из сухих базальтовых магм. Магмы островных дуг обычно обогащены летучими компонентами. Пример Баян-Хонгорской и других офиолитовых зон [10] позволяет предполагать, что влияние летучих компонентов сказывается и на образовании магматических пород окраинных морей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, изучение структуры Баян-Хонгорской офиолитовой зоны, а также структурно-морфологических соотношений отдельных комплексов внутри офиолитовой ассоциации, с одной стороны, и петрохимических их характеристик — с другой, позволяет заключить следующее.

1. Баян-Хонгорская офиолитовая ассоциация, слагающая одноименную зону, может быть отнесена к типичным офиолитам. Она имеет покровно-чешуйчатое строение, где отдельные пластины и чешуи как бы выдавлены путем сильного длительного сжатия. При этом тектонически приведены в соприкосновение отдельные комплексы офиолитов, образованные на разных глубинах и в различных условиях (см. рис. 2 и 3).

2. Комплекс параллельных даек, участвующий в строении офиолитовой ассоциации, сложен дайками двух типов — плагиофировых и афировых долеритов. Эти дайки непосредственно являются подводными каналами для подушечных базальтов, среди которых также выделяются два типа подушечных лав — плагиофировых и афировых базальтов. Полная идентичность лав и даек внутри каждого типа выявлена как при изучении пород в обнажениях и их микроскопии, так и при сравнении их петрохимических параметров. Конкретные примеры изученных обнажений в Баян-Хонгорской зоне, где видны переходы от даек к лавам, также подтверждают вывод о том, что параллельные дайки являются подводными каналами для подушечных базальтов этой зоны.

3. Гиалокластитовые брекчии, образованные в приустьевых частях даек, и их мощные (до 50 м) скопления в нижних частях покровов подушечных лав свидетельствуют о значительном выделении газов при подводных извержениях. Характер строения изученных гиалокластитовых брекчий позволяет предполагать их образование в результате неоднократно повторяющейся подводной «пульверизации». Полученный и исследованный материал по строению гиалокластитовых скоплений и их структурно-морфологических соотношений и взаимных переходов от пород даек к породам подушечных лав обосновывает способ извержения последних и требует рассмотрения в отдельной публикации.

4. Большая часть пород офиолитов Баян-Хонгорской зоны относится к типичным толентам, что характерно для магматических пород дна океана. Лишь породы, обогащенные плагиоклазом в результате кристаллизационной дифференциации, обособлены в особую группу (см. рис. 6), как бы намечающую известково-щелочной тренд. Однако эта тенденция эволюции только намечена и дальнейшего развития не получила.

5. Крайне интересной отличительной особенностью Баян-Хонгорских офиолитов является то, что при их формировании в магматической камере шло не только образование расслоенной серии, но в ее верхах происходило отделение и накопление легкоплавкой плагиоклазовой фазы. Условия для прохождения кристаллизационной дифференциации, вероятно, были созданы длительным раскрытием верхней оболочки при спрединге и некоторой «задержкой» магматического расплава в очаге. Дальнейшее раскрытие трещин в кровле камеры привело к заполнению их расплавом с образованием даек и выведением на подводную поверхность сначала базальтов плагиофирового, а позднее афирового типа из более глубоких частей очага.

6. По составу и содержанию редких элементов, а также по степени газонасыщенности толентовые породы Баян-Хонгорской зоны (базальты и долериты) занимают промежуточное положение между толентами океана и островных дуг и по имеющимся в настоящее время данным ближе всего сопоставимы с толентами окраинных морей.

7. Соотношение параллельных даек и габбро в Баян-Хонгорской зоне остается в целом неясным и на примере Баян-Хонгорской зоны пока не решается. Однако породы даек обоих типов дают взаимные переходы с верхним магматическим габбро. Эти соотношения получили

отражение на диаграмме АФМ, где верхнее магматическое габбро и дайки афировых долеритов образуют взаимоперекрывающиеся друг друга поля. Все это позволяет предполагать, что во время образования даек верхнее габбро еще не было консолидированной породой, а его образование происходило геологически почти одновременно с дайками, на близких уровнях магматического очага.

Литература

1. *Благонравов В. А., Зайцев Н. С., Лхасурен Б., Палей И. П., Филиппова И. Б.* Докембрийские комплексы Северной Монголии — образования ранних стадий формирования континентальной земной коры. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии (Тр. Совм. Сов.-Монг. геол. экспед. АН СССР и АН МНР, вып. 22). М.: Наука, 1977, с. 18—26.
2. *Бойшенко А. Ф.* Геология докембрия Баян-Хонгорской зоны и смежных структур Центральной Монголии: Автореф. канд. дис. М.: Университет дружбы народов им. П. Лумумбы, 1979. 34 с.
3. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 2. М.: Недра, 1973. 616 с.
4. *Гептнер А. Р.* Характерные черты некоторых генетических типов континентальных отложений вулканических областей. — В кн.: Процесс континентального литогенеза. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 350. М.: Наука, 1980, с. 94—122.
5. *Доржнямжаа Д., Журавлева З. А.* Микрофиталиты верхнего докембрия Монголии, их распространение и стратиграфическое значение. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 41—44.
6. *Зоненшайн Л. П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 222 с.
7. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И.* Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов. — Геотектоника, 1978, № 1, с. 19—42.
8. *Кашинцев Г. Л., Кузьмин М. И., Пополитов Э. И.* Состав и строение океанической коры в районе впадины Хесса (Тихий океан). — Геотектоника, № 6, 1982, с. 112—123.
9. *Колман Р. Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
10. *Коптева В. В.* О характере извержения подушечных базальтов офиолитовых ассоциаций (на примере Мугоджар и Монголии). — В кн.: Раннегеосинклинальный вулканизм и металлогения Урала (Тез. докл. к VI Всес. палеовулканол. симпозиуму). Свердловск: Изд. УНЦ АН СССР, 1983, т. 21, с. 49—50.
11. *Коптева В. В., Перфильев А. С., Херасков Н. Н.* Диабазовые комплексы Хабаровинской офиолитовой ассоциации Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 4, с. 927—931.
12. *Леснов Ф. П., Агафонов Л. В.* Материалы к геологии и петрологии Баян-Хонгорского базит-гипербазитового пояса в Центральной Монголии. — В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980, с. 27—54.
13. *Луцц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Наука, 1980. 246 с.
14. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
15. *Пейве А. В.* Офиолиты в структуре земной коры. — В кн.: Офиолиты в земной коре. (Тез. докл. к межд. симпозиуму). М.: Наука, 1973, с. 60—63.
16. *Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С.* Офиолиты — современное состояние и задачи исследования. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 4—14.
17. *Перфильев А. С., Херасков Н. Н.* Диабазовые комплексы и проблема тектонической расчлененности океанической коры. — В кн.: Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 64—104.
18. Тектоника Монгольской Народной Республики. — Тр. Совм. Сов.-Монг. геол. экспед. АН СССР и АН МНР. Вып. 9. М.: Наука, 1974, с. 284.
19. *Cucuzza-Silvestri S.* Proposal for a genetic classification of hyaloclastites. — Bull. volcanol., 1963, t. 25, p. 315—321.
20. *Honnorez L.* Sur l'origine des hyaloclastites (note preliminaire). — Bull. Soc. belg. Geol., Paleontol., Hydrol., 1961, v. 70, p. 407—412.
21. *Mattey D. P., Marsh N. G., Tarney J.* The geochemistry mineralogy and petrology of basalts from the west Philippine and Pared Vela Basins and from Palau — Kyushu and West Mariana ridges. Deep Sea Drilling Project, Leg. 59. — In: Initial Rep. DSDP. V. LIX. 1980, p. 753—797.
22. *Pallister J. S., Hopson C. A.* Smail ophiolite plutonic suite field relations, phase variation, Crichton variation and laering and model of a spreading ridge magma chamber. — J. Geophys. Res., 1981, v. 86, № 134, p. 2593—2644.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
8.VIII.1983

Советско-Монгольская
научно-исследовательская
геологическая экспедиция

УДК 551.242.3 + 551.251 (571.64)

РИХТЕР А. В.

**СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ САХАЛИНА**

Среди метаморфических образований Сахалина, объединенных в вальзинскую серию, выделяются разноформационные и разновозрастные комплексы, представленные образованиями относительно высоких ступеней метаморфизма и динамометаморфизованными в фации зеленых сланцев триас-нижнемеловыми вулканогенно-кремнистыми и верхнемеловыми олистостромовыми и терригенными отложениями. В палеоструктурном плане эти толщи были приурочены к позднемеловому Центрально-Сахалинскому асимметричному поднятию и его восточному крутому склону, сопряженному с глубоководной депрессией. Вывод метаморфизованных пород к поверхности в результате формирования чешуйчато-надвиговой структуры Центрального и Восточного Сахалина произошел в позднекампанское — доолигоценное время.

Метаморфические породы вальзинской серии (в ее полном объеме) не являются домезозойским фундаментом острова. Комплекс основания представлен относительно высокометаморфизованными породами, присутствующими в серпентинитовых протрузиях в виде тектонических включений.

Выходы метаморфических толщ на Сахалине известны в западных отрогах Восточно-Сахалинских гор и в Сусунайском хребте. Они объединены в вальзинскую серию. Поскольку метаморфические образования считаются наиболее древними (ранне- и среднепалеозойскими [2] или позднепалеозойскими — раннемезозойскими [4]), изучение их строения должно было ответить на вопросы, касающиеся состава, структуры и возраста фундамента мезозойской геосинклинали Хоккайдо-Сахалинской области и формационной принадлежности толщ ранних этапов развития этого региона.

Изучение метаморфических толщ проводилось автором параллельно с исследованием слабометаморфизованных вулканогенно-кремнистых и терригенных отложений мезозоя (далдаганская, остринская, хойская и новиковская свиты) и сопровождалось массовым опробованием пород на микрофауну, определение которой во многом способствовало расшифровке внутренней структуры полей выхода метаморфических образований. В настоящее время установлено, что в состав вальзинской серии включены разновозрастные и формационно разнородные комплексы пород, имеющие между собой сложные структурные соотношения.

Автор благодарен Н. Ю. Брагину, В. С. Вишневской и М. В. Пятаковой, взявших на себя труд по просмотру и частичному определению радиолярий и конодонтов, обнаруженных в метаморфизованных толщах.

ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКИЕ ГОРЫ

В западных отрогах Восточно-Сахалинских гор метаморфические образования вальзинской серии расчленились на лангерийскую и дербышевскую свиты. В составе первой выделялись нижнелангерийская подсвита, сложенная серыми и черными филлитами, и верхнелангерийская, представленная черными сложноплочатыми сланцами с прослоями зеленых сланцев и кварцитов. В состав же дербышевской свиты включались зеленые сланцы, зеленокаменные породы, а также амфиболиты и тальковые породы [2]. Работы, проведенные в междустье рек Лангери и Житницы, позволили установить следующие структурные соотношения между различными толщами (рис. 1). На терригенных породах позднемелового возраста залегает тектоническая

пластина динамометаморфизованных отложений (верхнелангерийская и дербышевская свиты), в свою очередь тектонически перекрытая терригенной толщей верхнего мела, включающей тела олистостромов (житницкая и частично остринская свиты).

Терригенная толща нижнего структурного подразделения представлена темно-серыми алевролитами с редкими прослоями кремнистых алевролитов, сменяющихся выше по разрезу песчаниками. В песчаниках присутствуют обломки подстилающих их черных алевролитов, а также пород вулканогенно-кремнистого комплекса, для которого в настоящее время определен интервал накопления с раннего триаса до альба — сеномана.

Вблизи тектонического контакта с перекрывающими метаморфическими породами алевролиты и песчаники перекристаллизованы до ста-

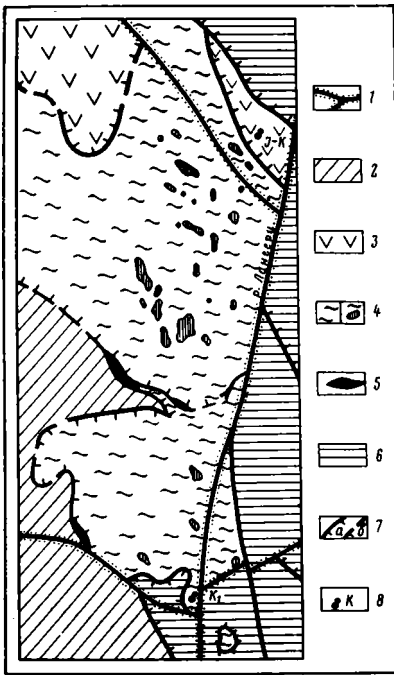


Рис. 1

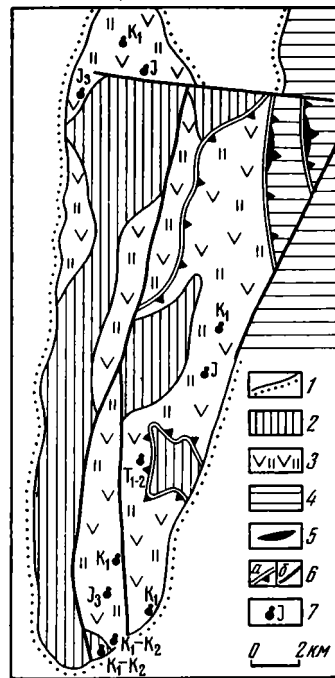


Рис. 2

Рис. 1. Схема геологического строения района рек Лангери и Житница
1 — неоген-четвертичные отложения, 2 — верхнемеловая терригенная толща, 3—4 — метаморфизованные мезозойские отложения: 3 — доверхнемеловые вулканогенно-кремнистые, 4 — верхнемеловые кремнисто-терригенные и терригенные (а) с олистолитами (б), 5 — серпентиниты и талькиты, 6 — верхнемеловая терригенная толща с гигантско-глыбовым олистостромом, 7 — тектонические границы, достоверные (а) и предполагаемые (б), 8 — места отбора фауны

Рис. 2. Схема геологического строения Хановского и Краснотымовского хребтов
1 — неоген-четвертичные отложения, 2 — верхнемеловые терригенно-кремнистые и терригенные отложения, 3 — триас-нижнемеловые вулканогенно-кремнистые отложения, 4 — мезозойские слабометаморфизованные отложения восточных зон Сахалина, 5 — серпентиниты, 6 — надвиги (а) и сбросы (б), 7 — места сбора фауны

дии филлитов, интенсивно рассланцованы. Вертикальная текстурная и метаморфическая зональность пород терригенной толщи может быть прослежена по притокам р. Мулейки. В общем виде преобразование пород выражается в увеличении степени их рассланцевания (от тонколистватых до пльчатых); перекристаллизацией глинистой составляющей алевролитов в мелкочешуйчатый серицитовый и кварцо-серицитовый агрегат; уплощением, а затем линзовидным растаскиванием, грануляцией обломочных зерен и обрастанием их вторичным кварцем. Вблизи тектонической зоны отмечаются новообразования стильномелана, кристаллизующегося не только внутри серицитовых прослоев, но и по

краям гранулированных обломочных зерен. Текстурные и метаморфические изменения в песчаниках терригенной толщи выражаются различной степенью катаклаза, грануляции и бластеза обломочных зерен.

Мощность зоны динамометаморфически преобразованных пород составляет около 100—150 м, но занимает, однако, значительные площади, что обусловлено пологоволнистым залеганием тектонической зоны, в общем погружающейся к северо-востоку. Переход от алевролитов, кремнистых алевролитов и песчаников метагенетической стадии к филлитам и метапесчаникам хлоритовой субфации метаморфизма в первом приближении кажется постепенным. Однако в пределах полосы метаморфических преобразований пород терригенной толщи отмечаются маломощные (первые метры) зоны тектонических срывов, число которых возрастает вверх, при приближении к основной тектонической зоне, местами маркируемой серпентинито-тальковыми телами. Поскольку степень текстурного и минерального преобразования пород при переходе через мелкие зоны срывов изменяется, общий ряд динамометаморфической зональности по сути дела является дискретным и обусловлен массовостью (плотностью) развития маломощных тектонических срывов.

Динамометаморфизованные разности пород терригенной толщи ранее включались в состав вальзинской серии (нижнелангерийская подсерия). Собственно же терригенную толщу Ю. М. Ковтунович на основании литологического сходства относил к березовской свите верхнего мела, другие исследователи сопоставляли ее с терригенной частью остринской свиты, ранее считавшейся верхнеюрско-нижнемеловой [2]. Полученные в последние годы совместно с Н. Ю. Брагиным новые данные о возрасте различных толщ Сахалина (подробнее они будут изложены в статьях по стратиграфии мезозойских толщ Сахалина) указывают, что терригенная толща рассматриваемого структурного подразделения является верхнемеловой. Фактически все терригенные, кремнисто-терригенные и олистостромовые толщи острова (в том числе и основная часть остринской свиты) имеют позднемеловой возраст, от альба — сеномана до кампана включительно. Они сменили вулканогенно-кремнистый этап осадконакопления (триас — нижний мел) в результате структурных перестроек на рубеже раннего и позднего мела.

Филлиты и метапесчаники терригенной толщи тектонически перекрываются метаморфическими породами хлоритовой субфации, местами с серпентинито-тальковым меланжем в основании. В частности, в бассейне р. Мулейка зона меланжа имеет мощность порядка 0—50 м и наклонена на северо-восток под углами 10—40°. Цемент меланжа представлен талькитами, серпентин-тремолит-тальковыми, серпентин-хлорит-тальковыми и серпентин-магнезит-тальковыми рассланцованными породами. Из серпентиновых минералов преимущественно развит хризотил, реже встречается антигорит. На диаграмме АФМ составы тальцитов и серпентин-тальковых пород попадают в поле метаперидитов. Апогипербазитовый генезис талькосоержащих пород западных отрогов Восточно-Сахалинских гор доказан И. И. Гриценко по содержанию в них хрома и никеля. А. Е. Егоров [6] считает, что серпентиниты и талькиты образовались по гарцбургитам и дунитам. Метагипербазиты претерпели сложные метаморфические и структурные преобразования, включающие серпентинизацию гипербазитов, частичную тремолитизацию серпентинитов, образование талька за счет тремолита и серпентина, протрузивное внедрение серпентин-тремолит-тальковых пород, частичное замещение их хлоритом, последующие дислокации.

Серпентинит-тальковый меланж включает маломощные, резко уплощенные тектонические линзы, как пород ниже- и вышележащих толщ, так и экзотических пород более высоких ступеней метаморфизма: различные амфиболиты, амфиболовые сланцы (в том числе с натровым амфиболом), массивные серпентиниты.

Залегающие структурно выше метаморфические породы хлоритовой субфации (верхнелангерийская подсвита) представлены черными глинистыми силицитами и алевропелитами со сложноплойчатой текстурой и многочисленными причудливо изогнутыми кварцевыми сегрегациями. Вблизи зоны меланжа породы содержат новообразованный стильпномелан. Глинистые силициты на 70—80% состоят из кремнистого материала с тончайшими, пленочными прослойками глинистого, графитсодержащего. Среди американских и японских геологов такого типа отложения получили название кремнистых ламинитов (*chert — laminite*) [10]. В современном своем виде породы перекристаллизованы в гранобластовый кварцевый агрегат с прослоями серицита или серицит-хлорита.

Верхнелангерийская подсвита имеет следующее строение. В основании видимого разреза (верховья р. Житница) залегают метаэффузивы и зеленые сланцы по туфам и глинисто-кремнистым породам. Последние содержат большое количество перекристаллизованных остатков скелетов радиолярий. В относительно менее рассланцованных и перекристаллизованных разностях пород удалось установить, что радиолярии имеют раннемеловой возраст. Поскольку радиолярии просматривались Н. Ю. Брагиным в шлифах, а методом химического препарирования их выделить не удалось, заключение о их возрасте носит предварительный характер. Глинисто-кремнистые отложения перекрываются серыми, зеленовато-серыми кремнями (кварцитами) мощностью около 20 метров. Среди них присутствуют темно-красные насыщенные гематитом железистые кварциты с прослоями серебристых зеленовато-серых сланцев по кремнистым алевролитам. Выше залегает 50—70-метровая пачка грязно-зеленовато-серых сланцев по туфотерригенным породам с прослоями темно-серых глинистых силицитов. Более высокие части разреза сложены темно-серыми сланцами по кремнисто-терригенным и терригенным породам алевропелитовой, реже псаммитовой размерности. Эти отложения слагают основное поле выходов пород верхнелангерийской подсвиты. В составе этой толщи также присутствуют олистостромовые горизонты (горизонт?). Глыбы с максимальными размерами до первых сотен метров представлены эффузивами основного состава, кремнями, эффузивами с прослоями кремней, бомбовыми и лапиллиевыми туфами в ассоциации с диабазами или линзами известняков. Обломки пород вулканогенно-кремнистого комплекса, так же как и вмещающие их кремнисто-терригенные отложения, динамометаморфизованы в зеленосланцевой фации. Ранее незначительные по размерам выходы этих пород (глыбы олистострома) рассматривались в составе дербышевской свиты, залегающей в ядрах синклиналиных складок. Такой трактовке структуры противоречат разный состав расположенных непосредственно по соседству друг с другом выходов пород, дискордантность их внутренней структуры структуре вмещающих черных сланцев, отсутствие центральных замыканий.

Структурно выше верхнелангерийской подсвиты залегают метаморфизованные в зеленосланцевой фации эффузивы с маломощными прослоями кремней (дербышевская свита). Контакт этой толщи с черными сланцами, изученный в районе горы Прииск, проходит по разлому [8].

Среди метаэффузивов дербышевской свиты легко диагностируются клинопироксеновые (авгитовые, титан-авгитовые) и плагноклаз-клинопироксеновые базальты и диабазы. Основная масса эффузивов изменена в хлорит-клиноцоизит-альбитовый агрегат, реликтовые вкрапленники пироксенов раздроблены, растащены по сланцеватости, обычно замещающие хлоритом, реже отмечаются тонкие игловидные выделения актинолита, или натрового амфибола.

В левом борту р. Лангери из кремнистых прослоев выделены радиолярии юрско-раннемелового возраста. В среднем течении р. Лангери комплекс пород дербышевской свиты тектонически перекрывается слабометаморфизованными (до стадии филлитов) терригенными и ористо-

стромовыми отложениями остринской свиты. Возраст этой толщи определен по радиоляриям как верхнемеловой. Плоскость надвига наклонена под углами 40—45° на северо-восток [1].

В верховьях р. Житницы метаморфические образования тектонически перекрываются терригенной толщей, сложенной темно-серыми алевролитами и грубозернистыми песчаниками, среди которых присутствуют отдельные мелкие обломки и крупные глыбы (до 20—30 м в поперечнике) различных кремней, эффузивов и известняков. Ю. М. Ковтуновичем были обнаружены палеозойские брахиоподы в одной из глыб известняка, что заставило в свое время выделить эти отложения под названием житницкой свиты верхнего палеозоя [2]. В левом борту р. Житница и по ее притокам автором были опробованы отдельные глыбы кремней и в двух из них обнаружены радиолярии, определенные как позднемеловые — раннемеловые: *Parvicingula cf. boesii* (Parona), *Parvicingula sp.*, *Mirifusus sp.*, *Sethocapsa sp.*, *Podobursa sp.* Возраст вмещающих терригенных отложений позднемеловой.

Поле распространения терригенных пород простирается и восточнее в бассейн р. Ивашка, где эти толщи включают уже в состав остринской свиты. Помимо мелких обломков и глыб кремней, эффузивов, известняков, серпентинитов и габбро там среди алевролитов встречаются гигантские олистоплаки (конседиментационные покровы), достигающие размеров в 1—3 км при мощности до 300—500 м и представляющие собой различные элементы разреза триас-нижнемелового вулканогенно-кремнистого комплекса. Обломки метаморфических пород в олистостроме отсутствуют.

Таким образом, в рассмотренном районе в состав вальзинской серии метаморфических пород оказались включенными относительно высокометаморфизованные образования, встречающиеся в серпентинит-талковых меланжах, динамометаморфизованные в зеленосланцевой фации (до глаукофансланцевой) мезозойские вулканогенно-кремнистые, олистостромовые и кремнисто-терригенные толщи, а также динамометаморфизованные вблизи разлома до филлитов и сланцев верхнемеловые терригенные отложения. Район имеет чешуйчато-надвиговую структуру, в которой тектонические пластины дербышевской и верхнелангерийской свит полностью регионально динамометаморфизованы.

Хановский и Краснотымовский хребты, расположенные в более северных районах Центрального Сахалина, также имеют чешуйчато-надвиговую структуру и сложены в различной степени метаморфизованными вулканогенно-кремнистыми и терригенными отложениями мезозоя (табл. 2). Нижние части разреза представлены эффузивами основного состава, яшмами и кремнями. В последних найдены радиолярии и конодонты триаса, юры и нижнего мела. Вулканогенно-кремнистые отложения перекрываются с конгломерато-брекчиями в основании терригенной толщей, сложенной зеленовато-серыми кремнистыми алевролитами с прослоями зеленых кремней, туфогенно-осадочными породами, туфами, черными алевролитами и песчаниками. Песчаники обычно плохо сортированы и состоят из полуокатанных обломков пород подстилающего вулканогенно-кремнистого комплекса. В составе этой верхнемеловой толщи иногда присутствуют отдельные глыбы эффузивов и кремней.

Метаморфизм пород не поднимается выше зеленосланцевой фации, рассланцевание и перекристаллизация пород неравномерны как по разрезу, так и по площади.

Триас-нижнемеловые отложения рассматривались раньше частично в составе дербышевской свиты, частично в составе далдаганской серии (палевская свита), а верхнемеловые терригенные отложения также в зависимости от степени их динамометаморфических изменений относились либо к лангерийской, либо к далдаганской серии (малотымовская свита).

СУСУНАЙСКИЙ ХРЕБТ

Сусунайский хребт, расположенный в южной части Сахалина, сложен мезозойскими регионально динамометаморфизованными вулканогенно-кремнистыми и перекрывающими их верхнемеловыми (включая кампанские) кремнисто-терригенными и терригенными отложениями. В северной и южной частях он имеет чешуйчато-надвиговое строение. В частности, на юге хребта метаморфические образования нижне-структурного подразделения, вскрытые по р. Марковке (рис. 3), представлены толщей зеленовато-серых и черных глинистых силицитов (сериц-кварцевые и хлор-серицит-кварцевые сланцы), кремней и кремнистых алевролитов (кварциты, слюдястые кварциты). Породы смяты в

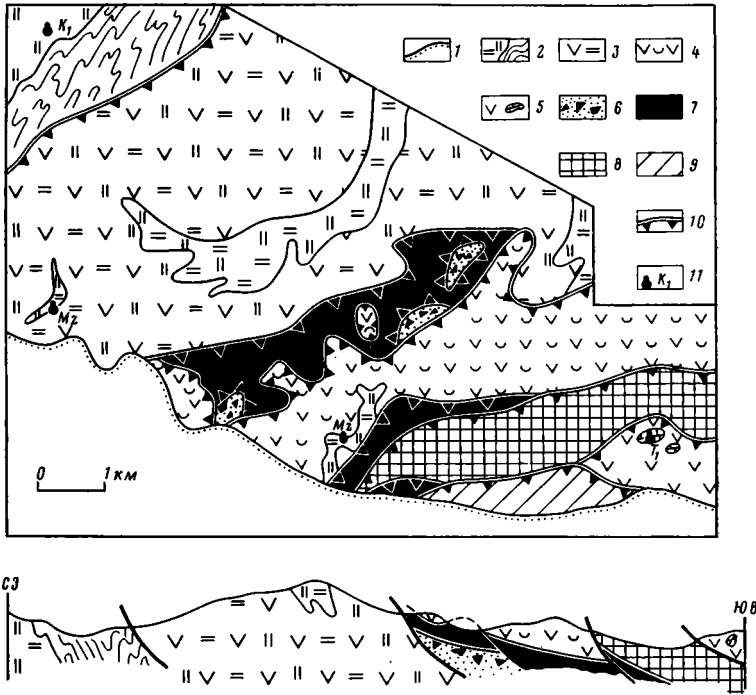


Рис. 3. Схема геологического строения южной части Сусунайского хребта
 1 — олигоцен-четвертичные отложения, 2—9 — метаморфический комплекс; 2 — мезозойские кремнистые и терригенные отложения, 3 — вулканогенные отложения с мощными прослоями кремней, 4 — эффузивные и пирокластические отложения, 5 — эффузивы с линзами кремней и известняков, 6 — олистостром, 7 — серпентиниты и серпентинитовый меланж, 8 — амфиболиты и амфиболовые сланцы, 9 — верхнемеловые алевролиты и песчаники восточных зон Сахалина, 10 — основные надвиги, 11 — места сбора фауны

узкие изоклинальные складки субмеридионального и северо-восточного простирания, осложненные мелкой плейчатостью. Метаморфические породы структурно несогласно, по тектоническому контакту, перекрываются мезозойскими вулканогенно-кремнистыми отложениями, динамометаморфизованными до зеленых сланцев и кварцитов. Толща сложена преимущественно эффузивными, в меньшей мере пирокластическими образованиями с несколькими мощными прослоями кремней. Породы смяты в складки северо-восточного простирания. Юго-восточнее вулканогенно-кремнистая толща перекрывается пакетом тектонических пластин, представленных серпентинитовым меланжем, олистостромом, амфиболитами и амфиболовыми сланцами (в том числе с натровыми амфиболами), вулканогенными отложениями мезозоя. Меланж представлен рассланцованными аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами с тектоническими включениями амфиболитов, гранатовых амфиболитов, гранат-мусковит-кварцевых кристаллических сланцев по

амфиболитам, амфиболовых сланцев, массивных серпентинитов, пироксенитов и роговообманковых метасоматитов по ним. Мощность пластины меланжа составляет 50—70 м. Участками под серпентинитовым меланжем вскрыт олистостром, цемент которого сложен серпентинитовыми песчаниками. Обломки представлены серпентинитовыми сланцами, массивными серпентинитами, эффузивами и кремнями вулканогенно-кремнистой толщи и экзотическими породами высокими ступеней метаморфизма, присутствующими в составе меланжа. Обломков пород метаморфического комплекса, слагающего нижний структурный элемент рассматриваемого района, в олистостроме не обнаружено. Разрезы вулканогенно-кремнистых отложений в составе каждой тектонической пластины отличаются. Присутствуют как чисто эффузивно-пирокластические части разреза, эффузивно-кремнистые, так и эффузивно-кремнистые с крупными линзами известняков, в одной из которых (Чапаевский карьер) были обнаружены конодонты раннего триаса. Помимо конодонтов известняки содержат редкие фораминиферы (*Tetrataxis sp.*), остатки криноидей, мшанок, мелких гастропод. В пределах этой же тектонической пластины А. Е. Егоровым [4] в мелких линзочках известняков среди гематит-хлоритовых сланцев были обнаружены фораминиферы нехарактерные для палеозоя, а также обломки морских ежей, остракод, криноидей, радиолярий и костей рыб.

Из прослоев кремней (микрокварцитов) в составе разных пластин выделены *Nassellaria sp.*, *Sphaeroidea* и др. Присутствие населярий указывает на мезозойский возраст вулканогенно-кремнистого комплекса отложений. На южном склоне горы Красной (нижнее структурное подразделение) из буровато-красных микрокварцитов выделены раннемеловые радиолярии, скорее всего верхов нижнего мела: *Holocryptocanium? sp.*, *Pseudodictyomitra sp.*, *Thanarla cf. pulchra* (Squinabol), *Mita? sp.*

Отмеченное по р. Комиссаровке прорывание амфиболитов эффузивами, присутствие в эффузивах ксенолитов амфиболитов, а в нерастворимом остатке нижнетриасовых известняков обломков серпентинитов, зеленой роговой обманки, граната, эпидота, хромшпинели и др. позволяют предположить, что накопление вулканогенно-кремнистых толщ происходило на относительно высокометаморфизованном гетерогенном, но в общем меланократовом основании, имевшем, по-видимому, сложную внутреннюю структуру.

Вулканогенно-кремнистый комплекс пород юга Сусунайского хребта ранее рассматривался либо в составе дербышевской свиты [2], либо частично сопоставлялся с мезозойскими слабометаморфизованными вулканогенно-кремнистыми отложениями других районов Сахалина, в частности с новиковской свитой Тонино-Анивского полуострова [7].

Породы вулканогенно-кремнистого комплекса претерпели динамометаморфические преобразования. На отдельных участках можно наблюдать базальты и диабазы, сохранившие свой первичный массивный облик, текстуры шаровых и канатных лав, известны находки свежих гиадокластитов, туфов, лавобрекчий. Вкрапленники авгита в базальтах обычно не изменены, плагиоклаз слегка ссорюритизирован. Динамометаморфические преобразования в базальтах начинаются с появления в массивных разностях зонк рассланцевания. В пиллоу-лавах шаровые обособления расплющиваются, вытягиваются в линзы, а в дальнейшем даже сминаются в складки. Породы часто приобретают конгломератовидный облик за счет будинажа и неравномерного рассланцевания эффузивов. Вкрапленники авгита дробятся и раздробленный их материал растаскивается в узкие линзовидные обособления с частичным замещением хлоритом, реже актинолитом. Вкрапленники плагиноклаза дробятся, разлинзовываются и перекристаллизовываются в серицит-альбит-клиноцоизитовый агрегат. В зеленых ортосланцах появляются многочисленные прожилки кварцево-альбит-хлоритового, кварц-кальцитового, стильпномелан-альбитово-хлоритового состава.

Вулканогенно-кремнистый комплекс, главным образом в эффузивных фациях, слагает тектоническую пластину и на севере Сусунайского хребта. Метаэффузивы с тонкими прослоями кремней и известняков тектонически налегают на различные части разреза нижнего структурного подразделения, сложенного метаморфизованными терригенными отложениями.

Мезозойские вулканогенно-кремнистые, кремнисто-терригенные и терригенные толщи центральной части хребта образуют систему складок, осложненных многочисленными срывами чешуйчато-надвигового характера. В частности, на востоке центральной части хребта они слагают антиклинальную складку общего север—северо-восточного простирания, опрокинутую на юге к северо-западу, а в северной части, подвернутой до субширотного простирания,— к юго-западу. Приведенный ниже разрез метаморфической толщи получен именно при изучении восточных, прибрежных склонов Сусунайского хребта, где эта складка дешифрируется на аэрофотоснимках и картируется по береговому обрывам. В основании разреза (район мыса Быкова) залегает толща эффузивов основного состава с телами диабазов, перекрывающаяся толщей, сложенной мощными (50—70 м) пластами серых, розовых и зеленоватых грубополосчатых кремней с прослоями (10—20 м) черных глинистых силицитов вулканогенных пород, обогащенных гематитом кремнистых алевролитов (хлорит-гематит-кварцевые сланцы) с редкими маломощными (до 10 см) прослоями серых и зеленовато-серых известняков. Верхние части разреза толщи представлены грубым переслаиванием серых, розовых кремней с вулканогенными породами основного состава и прослоями глинистых силицитов и светло-зеленых кремнисто-алевритистых пород с примесью пирокластического материала. На участке охотоморского побережья между мысами Быкова и Сима в апокремнистых микрокварцитах этой толщи (толща кварцитов [5]) были обнаружены *Nassellaria*, *Sphaeroidea*, *Discoidea*? и спикулы кремневых губок. Присутствие населярий указывает на мезозойский возраст отложений. Плохая сохранность микрофауны пока не позволяет уточнить этот возраст. Мощность толщи кварцитов около 400 м, общая видимая мощность вулканогенно-кремнистого комплекса более 800 м.

Выше залегает пачка однородных черных алевропелитов и глинистых силицитов с редкими тонкими (1—5 см) прослоями серых известняков. Мощность около 100 м. Она перекрывается пачкой переслаивания темно-серых глинистых силицитов и алевропелитов со светло-зелеными глинисто-кремнистыми породами и прослоями серых, розовых и зеленоватых кремней. В пачке присутствуют прослои монотонных зеленых сланцев по туфам. Мощность 200 метров. Выше залегает пачка тонкого линзовидного переслаивания темно-серых глинистых силицитов с зеленовато-серыми и зелеными туфогенными породами (серицит-эпидот-хлорит-кварцевые сланцы), перекрывающаяся пачкой преимущественно черных алевропелитов с единичными прослоями кремней. Общая мощность около 400 м. Более высокие части разреза сложены черными алевропелитами и кремнистыми алевролитами с маломощными прослоями серых кремней, желтовато-серых, охристых с поверхности окремнелых туфов кислого состава, темно-серых известняков (1—10 см). Мощность пачки около 400 м. Общая мощность туфогенной, глинисто-кремнистой и терригенной частей разреза метаморфических образований хребта составляет не менее 1000 м. Они входят в состав так называемой черносланцевой толщи Сусунайского хребта [5], или лангерийской свиты [2, 7], по степени метаморфизма сопоставимы с верхнелангерийской подсвитой Восточно-Сахалинских гор. На западном склоне хребта в составе черносланцевой толщи обнаружена позднемеловая фауна (рис. 4, профиль 2). В правом борту р. Лиговки (верховья р. Красносельской) в зеленовато-серых кварц-серицитовых сланцах были найдены две карбонатные конкреции линзовидной формы, диаметром 15—20 см при толщине 6—10 см, покрытые марганцовистой коркой. Конкреции залегали косо к сланцеватости последней генерации, имеющей падения в восточных румбах. Из-

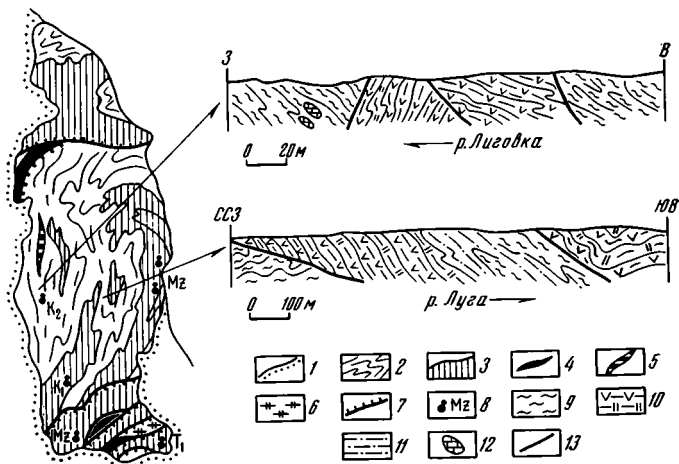


Рис. 4. Принципиальная схема строения Сусунайского хребта

1 — олигоцен-четвертичные отложения, 2 — верхнемеловые кремнисто-терригенные и терригенные отложения, 3 — мезозойские вулканогенно-кремнистые отложения, 4 — серпентинитовые меланжи, 5 — протрузии оталькованных гипербазитов, 6 — амфиболиты и амфиболовые сланцы, 7 — основные надвиги, 8 — места сбора фауны.

На профилях: 9 — глинистые силициты, 10 — переслой эффузивов, туфов, кремней; 11 — терригенные отложения: алевролиты и песчаники; 12 — карбонатные конкреции, 13 — тектонические нарушения

вестняки содержат остатки тонкостенных населярий, а также многочисленные губчатые дискоидеи, близкие описанным Р. Х. Липман из позднемеловых (кампанских) отложений Западно-Сибирской низменности. По предварительным определениям В. С. Вишневской, радиолярии имеют поздний мел-палеоценовый возраст.

Центральные части Сусунайского хребта, так же как и его северное и южное окончания, имеют чешуйчатую структуру. Например, в среднем течении р. Луги отмечено тектоническое налегание вулканогенно-кремнистой толщи на черные кремнисто-глинистые отложения (рис. 4, профиль 1). Плоскость контакта пологоволнистая, с падением на юго-восток от 20 до 40°. Юго-восточнее пластина вулканогенно-кремнистых отложений перекрывается метапесчаниками с обломками черных алевролитов и шелковистыми филлитами по алевропелитам. Последние в свою очередь тектонически перекрыты пластиной вулканогенно-кремнистых пород с прослоями черных глинистых силицитов.

На западном склоне хребта (район рек Сокол и Песчаная) верхнемеловая кремнисто-терригенная толща прорвана протрузией серпентинитового меланжа. Цемент представлен рассланцованными серпентинитами, состоящими из антигорита по волокнистому хризотилу, брусита, магнетита [6]. Тектонические включения представлены массивными серпентинизированными гипербазитами, полосчатыми амфиболитами, гранатовыми и эпидотовыми амфиболитами, эклогитоподобными породами по пироксенитам, амфиболовыми сланцами по эффузивам и туфам.

Таким образом, в составе метаморфического комплекса Сусунайского хребта выделяются относительно высокометаморфизованные (амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации) экзотические породы, залегающие в серпентинитовых меланжах или слагающие самостоятельные тектонические пластины; динамометаморфизованные мезозойские вулканогенно-кремнистые отложения и перекрывающие их верхнемеловые глинистые силициты, алевролиты и песчаники кремнисто-терригенной толщи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог изложенному материалу, необходимо отметить главное — гетерогенность метаморфического комплекса Сахалина. В состав вальзинской серии оказались включенными: 1 — комплекс высокометаморфизованных пород, залегающих в виде тектонических блоков среди

серпентинитов (гранатовые амфиболиты и кварц-мусковит-гранатовые кристаллические сланцы по ним, эпидотовые амфиболиты, роговообманковые, глаукофансодержащие и актинолитовые сланцы, часть которых, возможно, образована по мезозойским эффузивам, пироксениты и роговообманковые метасоматиты по ним, участками обогащенные марганцовистым гранатом, серпентинизированные гипербазиты); 2 — регионально динамометаморфизованные вулканогенно-кремнистые отложения триаса — нижнего мела; 3 — регионально динамометаморфизованные верхнемеловые кремнисто-терригенные и терригенные толщи с телами олистостромов; 4 — верхнемеловые терригенные отложения, локально динамометаморфизованные в поднадвиговой части тектонических плитин, сложенных мезозойскими метаморфическими толщами.

Метаморфические образования вальзинской серии Сахалина (в ее полном объеме) не являются древним фундаментом острова, слагающим ядра мезозойских антиклинориев (Сусунайского и Восточно-Сахалинского), как это считалось прежде, поскольку входящие в ее состав регионально динамометаморфизованные толщи имеют литологические и возрастные аналоги среди неметаморфизованных отложений Сахалина и отличаются от них лишь большей интенсивностью структурных изменений и степенью вторичных минеральных преобразований. По-видимому, здесь следует говорить о сложнопостроенных в структурном плане тектонических зонах дислокаций и метаморфизма, охватывавших разновозрастные, а также разнофациальные комплексы отложений. В связи с этим необходимо кратко рассмотреть пространственное положение подвергшихся метаморфизму толщ в позднемеловой структуре Сахалина. В настоящее время установлено, что на рубеже раннего и позднего мела (альб — сеноман) на Сахалине произошла смена океанического вулканогенно-кремнистого осадконакопления на туфотерригенное и затем на существенно терригенное. В это время происходит заложение Западно-Сахалинского миегеосинклинального прогиба, Центральное-Сахалинского поднятия с пологим западным и крутым восточным склонами, системы тектонических структур, включающих глубоководную депрессию с подводно-оползневым олистостромовым (вблизи поднятия) и смешанным вулканогенно-кремнисто-терригенным осадконакоплением на востоке. Судя по характеру обломков в олистостромах, с этим этапом структурной перестройки метаморфизм не связан. Более того, метаморфизму оказались подвержены и верхнемеловые олистостромовые, кремнисто-терригенные и терригенные отложения, включая кампанские. Пространственно все эти толщи приурочены к Центральное-Сахалинскому поднятию и его склонам, что обосновывается сопоставлением разрезов этих толщ с разрезами западных и восточных зон Сахалина. Не исключено, что образование дислокационно метаморфизованных толщ связано с подвижками в области выхода к поверхности сейсмофокальной зоны. Это предположение требует своих доказательств. Пока следует лишь упомянуть, что рассмотренные большие объемы мезозойских метаморфических пород генетически не связаны ни с одним конкретным разломом, ныне наблюдаемым. Для них характерна неоднородность метаморфизма как по площади в пределах разновозрастных толщ, так и по разрезу, охват метаморфизмом пород различных фациальных зон поднятия и его склонов, присутствие в толщах участков, подвергшихся одноактным и многоактным дислокациям и перекристаллизации, что на отдельных площадях создает впечатление структурного хаоса. Более поздняя и наилучшим образом выраженная сланцеватость в толщах связана со становлением чешуйчато-надвиговой структуры Сахалина в конце позднего мела. С этим этапом связан вывод метаморфизованных толщ в область размыва, появление их обломков в позднекампанских и более молодых отложениях [3].

В составе домезозойского основания острова может рассматриваться, видимо, лишь комплекс высокометаморфизованных меланократовых пород, присутствующий в меланжах. В настоящее время японские геологи выделяют в зоне Камуикотан (северным продолжением ее является

район Сусунайского хребта) несколько докембрийских разновозрастных ассоциаций [9]: аподунит-гарцбургитовую, метаперидотит-габбровую, метагаббро-амфиболитовую и амфиболовых сланцев (метаэффузивную). История их структурных изменений и метаморфизма, завершившегося в позднем мелу зеленосланцевым диафторезом, во многом еще остается неясной.

Литература

1. Гальцев-Безюк С. Д., Меланхолина Е. Н., Рождественский В. С. Тектоника Сахалина.— В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан: СВКНИИ, 1974, с. 72—89.
2. Геология СССР. Т. XXXIII, ч. 1. Остров Сахалин. Геологическое описание. М.: Недра, 1970, с. 431.
3. Гранник В. М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978, с. 161.
4. Егоров А. Е. Новые данные о возрасте метаморфических комплексов о. Сахалина.— Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 6, с. 1347—1348.
5. Егоров А. Е., Евсеев В. Ф., Егорова М. Г., Подзорова Д. И. Стратиграфия и состав метаморфических комплексов острова Сахалина.— В кн.: Метаморфические комплексы острова Сахалина. Южно-Сахалинск, 1969, с. 19—41 (Тр. СахКНИИ, вып. 22).
6. Егоров А. Е., Егорова М. Г., Подзорова Д. И. Петрографическая и петрохимическая характеристика метаморфических пород Сахалина и некоторые вопросы их происхождения.— В кн.: Метаморфические комплексы острова Сахалина. Южно-Сахалинск, 1969, с. 42—72 (Тр. СахКНИИ, вып. 22).
7. Семенов Д. Ф. О метаморфическом комплексе Сусунайского хребта о. Сахалина.— В кн.: Метаморфические комплексы о. Сахалина. Южно-Сахалинск, 1969, с. 88—92 (Тр. СахКНИИ, вып. 22).
8. Шашкина В. П. Проявления метасоматоза в метаморфических толщах Сахалина.— Геол. и геофизика, 1972, № 3, с. 48—55.
9. Asahina T., Komatsu M. The Horokanai ophiolitic complex in the Kamuikotan Tectonic belt, Hokkaido, Japan.— J. Geol. Soc. Japan, 1979, v. 85, № 6, p. 76—94.
10. Yoshida S. Chert-laminite: its petrographical description and occurrence in Japanese ophiolites.— J. Geol. Soc. Japan, 1981, v. 87, № 3, p. 131—141.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
15.III.1983

УДК 551.248.3+551.251 (571.651)

ЮРКОВА Р. М., ПЕЙВЕ А. А., КАЛЕДА К. Г.,
КАЗИМИРОВ А. Д.**МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КОМПЛЕКСА ГАББРОИДОВ
ПРИ ФОРМИРОВАНИИ СУБКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ
КОРЯКСКОГО ХРЕБТА**

Геолого-петрографическое изучение показало полистадийный характер метаморфических изменений габброидов росомашинского меланжа Корякского хребта; амфиболитизация, зеленокаменные изменения, гидротермальное-метасоматическое окварцевание. Анализ Р- и Т-условий метаморфизма сделан на основании химизма амфиболов как наиболее чувствительных индикаторов метаморфизма подобных комплексов. При рассмотрении габброидов устанавливается, что в результате метасоматоза по ним образуются плагиограниты с низкими содержаниями щелочей и кремнезема, близкими к таковым в океанических плагиогранитах.

На основании анализа последовательности метаморфических преобразований габброидов в совокупности с этапами геологической истории района предлагается схема преобразования океанической коры в субконтинентальную в юго-восточной части Корякского нагорья. Приводится сравнение химизма амфиболитов, метагабброидов, плагиогранитов и других пород росомашинского меланжа со сходными образованиями современных океанов (разлом Элтанин, Срединно-Атлантический хребет, желоб Яп) и офиолитовых комплексов (Ньюфаундленд, Троодос и др.).

Изучение метаморфических преобразований офиолитовых комплексов и метаморфических минеральных ассоциаций в породах этих комплексов представляет большой интерес в связи с возможностью восстановления этапов геологической истории офиолитов [23, 26, 30, 34, 36, 38]. В настоящей работе сделана попытка восстановить историю формирования комплекса метагабброидов одного из массивов восточной части Корякского хребта, входящего в состав росомашинского серпентинитового меланжа, на основании сопоставления данных по метаморфическим ассоциациям пород и минералов с этапами геологической истории района.

СТРУКТУРА МЕЛАНЖА

В Корякском хребте выделяется ряд структурно-формационных комплексов, слагающих тектонически обособленные пластины. С севера на юг это: майницкий (J_3-K_1), алькатваамский (J_3-P_1), эконайский (Pz_3-T), накыпыйлакский (J_3-K_2), янранайский (J_3-K_2) [19, 22]. (J_3-K_2) [19, 22].

Росомашинский меланж представляет наиболее удаленный к югу останец майницких покровов (в основном офиолитов) на покровно-чешуйчатых структурах алькатваамского комплекса [5]. Меланж протягивается в субширотном направлении от среднего течения р. Ваамочка до верховьев р. Облачная на расстояние около 100 км [5, 22]. Наибольшая ширина меланжа (2—25 км) в районе оз. Росомаха, где он выполняет ядро синформы, тектонически перекрывая туфотерригенные отложения (J_3-P_1) алькатваамского комплекса. Более сложные структурные соотношения с подстилающими меланж породами верхнего мела наблюдаются в верховьях р. Нонмыкенвыедем. В структуре росомашинского меланжа намечаются две тектонические пластины. Нижняя сложена собственно серпентинитовым меланжем. Связующая масса нижней пластины — это рассланцованные, милонитизированные, сильно перетертые серпентиниты и серпентинитовые сланцы. Обломочная часть состоит из разновеликих (от нескольких метров до сотен метров) блоков и глыб измененных диабазов, габбро, ультрабазитов, а также плагиогранитов, амфиболитов, известняков, спилитов и кремней. Верхняя пласти-

на представлена сложнопостроенным комплексом метагабброидов с серпентинитами в основании и перекрывающими его передробленными и рассланцованными вулканогенно-кремнистыми породами (спилиты, диабазы, яшмы, кремни), условно относимыми к палеозою — триасу по литологическому сходству с породами эконайского комплекса (Pz₃—T) (есть только единичные определения ринхонелид и конодонт) [2, 5]. Нами будет рассмотрено строение комплекса метагабброидов верхней пластины.

СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

В сложнопостроенном комплексе метагабброидов на левобережье р. Каутаям, в районе оз. Росомаха, сочетаются регионально и локально метаморфизованные габбро-нориты, габбро, габбро-пегматиты, габбро-пироксениты, диабазы и плагиограниты. Последние рассматриваются как вторичные, метасоматические; на условиях их образования мы остановимся ниже.

Строение комплекса показано на схематической геолого-петрографической карте и разрезах (рис. 1, 2). Основными его особенностями являются: 1) линзовидное, ориентированное строение полосы метагабброидов в южной краевой части массива с горизонтом динамосланцев (филлони-тов) в основании комплекса, контактирующим с вмещающими туфотерригенными отложениями верхней юры — нижнего мела по пологому нади-вигу; 2) присутствие в нижней части комплекса в блоке метагаббро-но-ритов и метагаббро-пироксенитов западной оконечности массива ориентированных линз и неправильной формы тел амфиболитов разме-ром от 0,3×1,0 до 0,5×1,5 м²; 3) повсеместная разной интенсивности раздробленность пород с сеткой трещин размером от 5×6 до 10×12 см²; 4) неравномерное окварцевание метагабброидов, маркирующее сетку трещин и линзовидно-полосовую расслоенность и неоднородность мас-сива; 5) наличие субвулканических куполовидных тел кварцевых кера-тофилов и микроплагиогранит-порфилов с эксплозивными брекчиями в краевых частях. Кварцевые кератофиры прорывают как метагабброиды и палеозойские вулкани-ты, так и вмещающие туфотерригенные отложе-ния юры — нижнего мела (см. рис. 1, 2); при этом на контакте по вулка-ногенно-осадочным породам образуются бухиты (остеклованные зоны), что может свидетельствовать о высоких температурах внедряемой магмы и относительно сухих условиях существования вмещающих слоев [7]; 6) зона плагиоклазово-роговообманковых роговиков в восточной части массива, контактирующего со сложнорасчлененными вулкани-тами спилито-диабазовой формации палеозоя — триаса (см. рис. 1); 7) неодинаковый характер и степень метаморфических изменений и дефор-маций пород по площади и в разрезе, что затушевывает первоначальные их соотношения и состав и создает пеструю, трудно расшифровываемую картину строения массива.

Геолого-петрографическое изучение показало полистадийный ха-рактер метаморфических изменений габброидов и позволило выявить этапы регионального и локального¹ (ореального) термального и динамо-термального метаморфизма. Ниже они описываются во временной после-довательности их проявления.

Наиболее ранние повсеместные изменения габброидов — *автомета-морфическая амфиболитизация* — выразились в замещении пироксенов темно-зелеными и зелено-бурыми роговыми обманками с образованием гомоосевых псевдоморфоз без изменения текстуры и структуры породы [18].

Более поздняя термальная и динамотермальная амфиболитизация с образованием сине-зеленых метаморфогенных амфиболов проявилась во всех типах пород. Формирование амфиболов не ограничивалось только

¹ Термин «локальный динамотермальный метаморфизм» используется в понимании Н. А. Елисеева [7]. Такое же содержание имеет термин «ореальный метаморфизм», применяемый в работах Р. Г. Колмана, Дж. Малпаса и др. [12, 34].

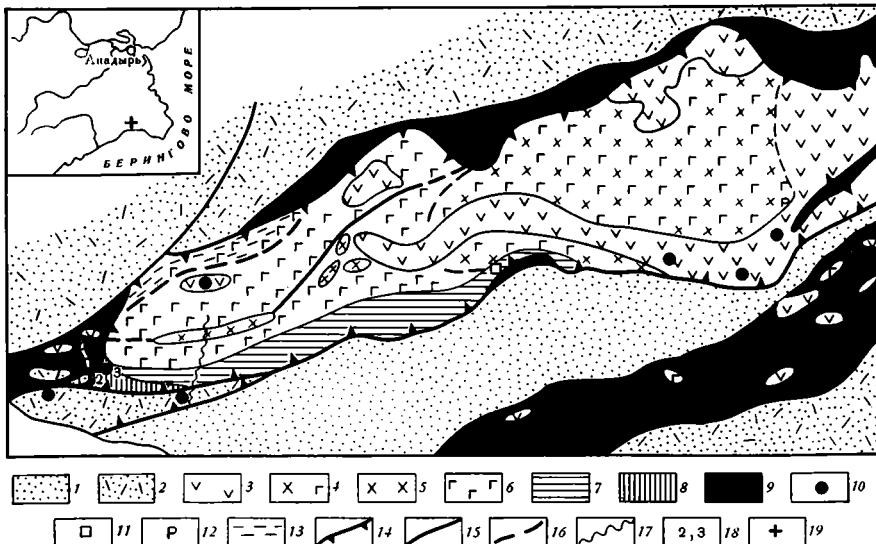


Рис. 1. Схематическая геолого-петрографическая карта массива метагабброидов росомашинского серпентинитового меланжа

1 — вулканогенно-терригенные отложения верхнего мела — палеоцена, алькатаваамский комплекс; 2 — туфотерригенные отложения верхней юры — нижнего мела (майницкий комплекс); 3 — кремнисто-вулканогенный комплекс палеозоя — триаса (спилиты, диабазы, альбитофиры, кремни); 4 — сложное сочетание окварцованных метагаббро, метадиабазов и плагиигранитов; 5 — плагииграниты; 6 — в разной мере окварцованные метагаббро, габбро-амфиболиты, метагаббро-диабазы, метагаббро-пегматиты; 7 — комплекс метагабброидов линзовидно-полосчатого строения; 8 — метагаббро-нориты и метагаббро-пироксениты с линзами амфиболитов; 9 — серпентиниты и серпентинитовые сланцы; 10 — кварцевые кератофиры; 11 — родингиты; 12 — роговики; 13 — зона интенсивного дробления метагабброидов; 14 — надвиги; 15, 16 — разломы: 15 — установленные, 16 — предполагаемые; 17 — линия прослеживания разреза I; 18 — места зарисовок разрезов II и III; 19 — местонахождение росомашинского меланжа

объемом замещаемых пироксенов или ранних роговых обманок, а было связано с образованием сегрегаций, с перестройкой текстуры и структуры породы, с тенденцией к последовательным переходам в габбро-амфиболиты и амфиболиты. Последние в основном приурочены к зонам динамотермального метаморфизма, для которых характерно линзовидно-полосовое строение и деформационное расслоение и рассланцевание. Динамотермальная амфиболитизация наиболее отчетливо видна в западной части массива. Здесь с полосой серпентинитового меланжа граничат метагаббро-нориты, в которых заключены линзы и неправильной формы тела амфиболитов (см. рис. 1 и 2, II). Амфиболиты состоят из призматических и таблитчатых зерен сине-зеленой роговой обманки, имеющих прямые торцовые ограничения. Неравномерно альбитизированные несудовникованные плагиоклазы (до № 30) составляют около 15—20% породы (табл. 1). Ориентировка призматических зерен роговых обманок двоякая: предпочтительная вдоль удлинения линз и косо под углом 50—60°. Метагаббро-нориты состоят из псевдоморфоз сложного состава (хлорит с амфиболом) по ортопироксенам, двухстадийно амфиболитизированных клинопироксенов (диопсид-салит) и деанортитизированных плагиоклазов, неравномерно замещенных скаполитом (табл. 2). Участки перехода от амфиболита к метагаббро-норитам сложены деформированными плагиоклазами (изгиб с изломом и смещением двойников, грануляция) и скоплениями пренита (см. табл. 2). На участках, приближенных к полосе линзовидно-полосчатого строения, метагаббро-нориты и амфиболиты испытали более поздние метаморфические изменения: окварцевание и разлинзование (см. рис. 1 и 2, III).

Метасоматическая амфиболитизация пироксенитов. Продукты этого типа локального метаморфизма представлены разноминеральными, почти мономинеральными роговообманковыми породами гранобластовой струк-

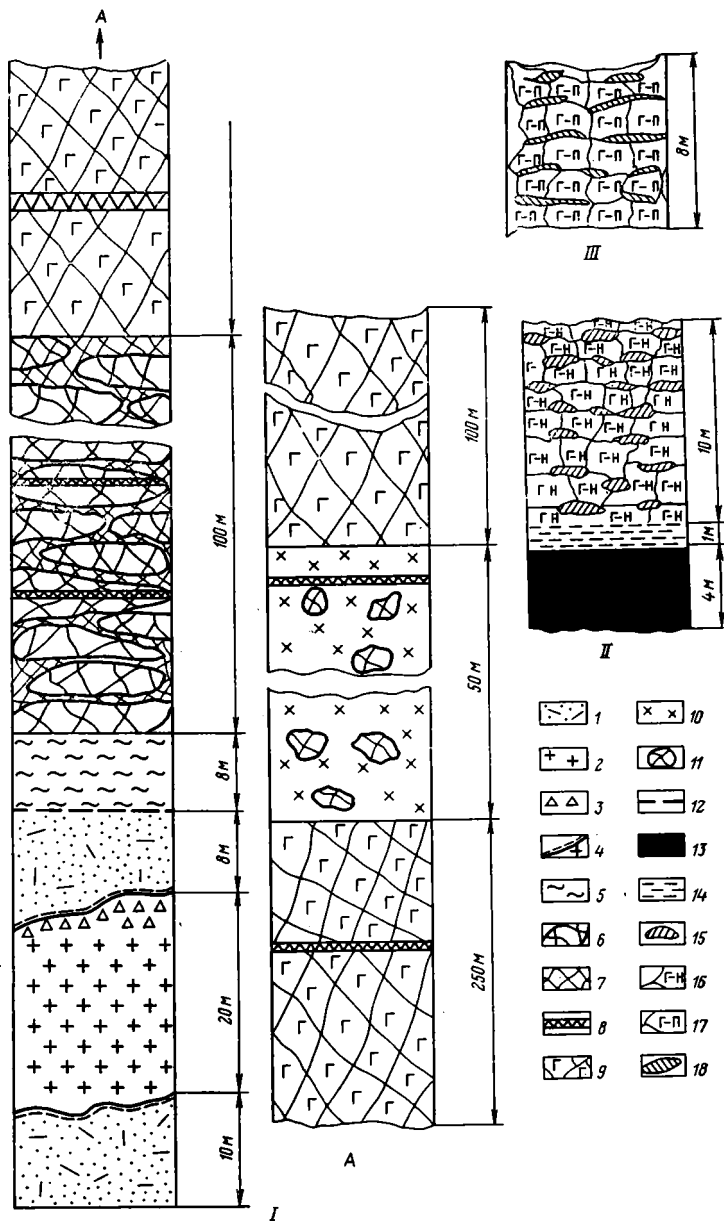


Рис. 2. Литолого-петрографические разрезы комплекса метагабброидов. 1 — туфогерригенные отложения верхней юры — нижнего мела (майницкий комплекс); 2 — кварцевые кератофиры; 3 — брекчии кварцевых кератофиров; 4 — бухиты в контактной зоне; 5 — филлониты; 6 — линзы метагабброидов и плагиогранитов; 7 — метагабброиды между линзами; 8 — слои хлорит-прениит-эпидот-кварцевых пород; 9 — окварцованные метагабброиды; 10 — плагиограниты; 11 — линзы и блоки метагаббро-пегматитов, метагаббро и амфиболитов; 12 — линия надвига; 13 — серпентинитовые сланцы; 14 — дресва из серпентинитов; 15 — линзы бескварцевых амфиболитов; 16 — неокварцованные метагаббро-нориты; 17 — окварцованные метагаббро-нориты и метагаббро-пироксениты; 18 — линзы амфиболитов в разной мере окварцованные и замещенные хлоритом, прениитом, гибшитом, I, II, III — см. рис. 1

туры. В целом они слагают крупную (около 30 м в поперечнике) глыбу в меланже и, судя по остаточному текстурному рисунку, сформированы по пироксенитам (диаллагитам и вебстеритам). Кроме роговой обманки в породе присутствуют хорошо ограненные кристаллы бесцветных гранатов и неправильной формы зерна черных рудных минералов в виде пойкилобластов или небольших вытянутых сегрегаций. Их содержание не превышает 5—10%. Породы такого состава перемежаются с полоса-

Химический состав амфиболов и плагиоклазов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	47,65	46,16	47,56	50,63	47,94	53,25	49,16	45,92	50,93	53,02	44,58	51,85	49,05	45,83	63,91	64,79	64,66
TiO ₂	0,60	0,93	0,23	0,22	0,49	0,14	0,61	0,90	0,20	0,05	0,46	0,0	0,53	0,03	0,0	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	6,36	6,99	6,99	7,65	7,94	3,60	5,20	11,23	5,45	2,92	9,19	9,39	4,28	33,72	22,08	21,48	20,51
Cr ₂ O ₃	0,13	0,0	Не анал.	0,0	Не анал.	0,002	0,13	0,13	0,05	0,24	Не анал.	Не анал.	0,16	0,0	0,0	0,0	0,03
Fe ₂ O ₃	—	—	3,11*	—	5,48	—	—	—	—	—	6,09	—	—	—	—	—	—
FeO	17,45	20,66	13,41	9,86	11,77	12,64	19,19	15,0	12,24	9,80	8,82	15,69	16,68	0,37	0,23	0,20	0,22
MnO	0,25	0,42	0,38	0,13	0,25	0,25	0,04	0,18	0,22	0,22	0,27	0,0	0,30	0,0	0,0	0,0	0,05
MgO	11,44	9,18	13,82	16,73	12,90	16,96	13,30	10,66	15,50	17,90	15,27	10,66	12,73	0,0	0,09	0,08	0,22
NiO	0,01	0,06	Не анал.	0,13	Не анал.	0,01	0,0	0,0	0,0	0,01	Не анал.	Не анал.	0,02	Не анал.	Не анал.	Не анал.	0,0
CaO	9,99	10,26	9,92	12,08	9,83	10,89	10,85	10,47	10,71	11,02	9,01	10,04	10,41	17,17	4,86	1,72	0,62
Na ₂ O	0,97	0,85	0,77	0,52	0,13	0,39	0,44	1,98	0,56	0,30	0,79	0,07	0,84	1,51	6,16	8,80	10,71
K ₂ O	0,11	0,15	0,31	0,13	0,02	0,12	0,13	0,56	0,08	0,08	0,20	0,59	0,10	0,12	0,15	0,13	0,73
H ₂ O ⁺	Не анал.	Не анал.	2,40**	Не анал.	2,78	Не анал.	Не анал.	Не анал.	Не анал.	Не анал.	3,87	1,69***	Не анал.	0,0	0,0	0,0	0,0
P ₂ O ₆	0,14	Не анал.	0,0	»	0,01	»	»	0,25	0,23	0,19	0,01	0,0	»	0,0	0,0	0,0	0,0
Сумма	95,10	95,66	98,90	98,08	99,54	98,25	99,05	97,28	96,17	95,75	98,56	99,98	95,10	98,75	97,48	97,22	97,77
Количество ионов в пересчете на:																	
Si	7,18	7,02	23 (0) 7,06	7,13	7,00	7,59	7,22	6,74	7,42	7,66	23 (0) 6,43	7,50	7,42	2,14	8 (0) 2,87	2,91	2,91
Al ^{IV}	0,82	0,98	0,94	0,87	1,00	0,41	0,78	1,26	0,58	0,34	1,56	0,50	0,58	—	—	—	—
Al ^{VI}	0,30	0,26	0,27	0,40	0,38	0,19	0,12	0,63	0,36	0,16	0,0	1,10	0,18	—	—	—	—

Таблица 1 (продолжение)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Al	1,02	1,24	1,21	1,27	1,38	0,60	0,90	1,89	0,94	0,50	1,56	1,60	0,76	1,85	1,16	1,13	1,09
Ti	0,07	0,09	0,03	0,03	0,05	0,02	0,07	0,10	0,02	0,01	0,04	0,0	0,06	0,0	0,0	0,005	0,0
Fe ³⁺	0,50***	0,64	0,34	0,24	0,60	0,0	0,0	0,51	0,0	0,0	0,68	0,0	0,0	—	—	—	—
Fe ²⁺	1,63	1,98	1,66	0,92	1,45	1,50	2,35	1,32	1,49	1,18	1,06	1,89	2,11	0,01	0,01	0,01	0,01
Mn	0,04	0,06	0,04	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,0	0,04	0,0	0,0	0,0	0,005
Mg	2,58	2,09	3,08	3,53	2,86	3,63	2,93	2,34	3,36	3,85	3,30	2,31	2,89	0,0	0,01	0,005	0,02
Сумма	5,12	5,12	5,42	5,14	5,37	5,34	5,48	4,92	5,26	5,23	5,11	5,30	5,04	0,01	0,02	0,015	0,035
Ca	1,61	1,67	1,58	1,82	1,56	1,66	1,72	1,64	1,67	1,71	1,39	1,55	1,69	0,86	0,23	0,08	0,03
Na	0,29	0,26	0,21	0,14	0,03	0,10	0,12	0,56	0,16	0,08	0,22	0,0	0,25	0,13	0,53	0,76	0,93
K	0,02	0,02	0,05	0,02	0,0	0,02	0,02	0,11	0,03	0,02	0,03	0,10	0,02	0,005	0,01	0,005	0,04
Сумма	1,92	1,95	1,84	1,98	1,59	1,78	1,86	2,31	1,85	1,81	1,64	1,65	1,96	0,995	0,77	0,845	1,0
Mg	0,55	0,45	0,53	0,75	0,58	0,70	0,55	0,56	0,75	0,76	0,65	0,55	0,58	Не опр.	Не опр.	—	—
Fe ³⁺ +Fe ²⁺ +Mg	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	86,8	30,2	9,6	3,0
Ап	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	13,2	69,8	90,4	97,0
Ab	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»	»

Примечание. 1, 3, 4, 5, 7, 8 — магнезиальные роговые обманки: 1, 5 — первой группы; 3, 4 — второй группы; 3 — амфиболита (см. рис. 2, II), 4 — габбро-норита (см. рис. 2, II); 2 — железистая роговая обманка плагиогранита (см. рис. 2, I); 6 — актинолит зеленокаменноизмененного и окварцованного габбро-норита (см. рис. 2, II); 7, 8 — магнезиальные роговые обманки: 7 — филлонита (см. рис. 2, I); 8 — апопироксенитового амфиболитового метасоматита; 9, 10 — амфиболы окварцованного габбро-амфиболита (см. рис. 2, III); 9 — актинолитовая роговая обманка, 10 — актинолит; 11, 12 — роговые обманки амфиболитов [23]: 11 — массивного, 12 — полосчатого; 13 — актинолитовая роговая обманка роговиков; 14—17 — плагиоклазы: 14 — начально окварцованного габбро; 15, 16 — актинолита (см. рис. 2, II); 17 — экзоконтактной зоны роговиков; 5, 11 — данные «мокрого» химического анализа, остальные — электронно-зондового микроанализа, в последнем случае железо представлено в форме FeO, см. прочерк в графе Fe₂O₃. Ап — аноритовая составляющая в плагиоклазе; Ab — то же, альбитовая; Не anal. — не анализировалось. Не опр. — не определялось исходя из кристаллохимических особенностей минерала.

* Данные ЯГР (ядерный гамма-резонанс).

** Данные микротермовесового анализа.

*** Разделение железа на Fe²⁺ и Fe³⁺ из условия равенства зарядов катионов и анионов с учетом Cr, Ni, P.

Таблица 2

Химический состав минералов по данным электронно-зондового микроанализа

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	54,15	25,16	45,31	44,82	0,0
TiO ₂	0,12	2,35	Her	Her	1,09
Al ₂ O ₃	2,03	14,67	25,32	31,87	1,29
Cr ₂ O ₃	0,01	нет	0,01	0,06	0,06
FeO	7,21	28,38	0,10	0,40	87,99
MnO	0,18	0,38	0,04	Her	0,13
MgO	14,38	9,64	0,17	0,31	0,0
CaO	21,58	1,55	27,61	11,80	0,0
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Na ₂ O	0,22	0,26	0,0	5,08	0,0
K ₂ O	0,0	0,12	0,0	4,00	0,04
Сумма	99,88	82,51	98,55	99,06	90,50

Количество ионов в пересчете на:

Si	6 (0)	35(0)	11 (0)	Si+Al=12	4 (0)
Al ^{IV}	1,99	7,34	3,0	6,59	0,0
Al ^{VI}	0,01	4,66	} 1,98	} 5,50	} 0,06
Ti	0,0	0,50			
Ca	0,86	0,49	1,97	1,86	0,0
Mg	0,81	4,22	0,02	0,04	0,0
Fe ²⁺	0,22	6,90	0,005	0,07	1,03
Fe ³⁺	0,0	0,0	0,0	0,0	1,87
Mn	0,01	0,08	0,005	0,0	0,01
Na	0,01	0,14	0,0	1,45	0,0
K	0,0	0,03	0,0	0,72	0,0
Ca, %	45,2	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Mg, %	42,6	»	»	»	»
Fe+Mn, %	12,2	»	»	»	»
Ma, %	He опр.	»	»	58	»
Me, %	»	»	»	42	»

Примечание. 1 — клинопироксен; 2 — стильпномелан; 3 — пренит; 4 — скаполит; 5 — магнетит; Ma — маршалит; Me — мейонит.

ми, где присутствуют псевдоморфозы хлорита и амфиболов по ортопироксенам, при этом сохраняются зоны не полностью замещенных, будинированных энстатитов.

Ороговикование. Зоны роговиков видимой мощностью до 5 м обнаружены на отдельных участках контакта метагабброидов и сложно дислоцированных (перемятых, разлинзованных и ожелезненных) палеозойско-триасовых вулканитов в восточной части массива. Роговики имеют мелкозернистое строение, состоят из таблиц и удлиненных призм плагиоклаза и короткопризматических зерен бледно-буровой роговой обманки ($N_g=1,672$). В зоне эндоконтакта существенно возрастает роль роговой обманки, составляющей здесь около 90% породы. Внешние экзоконтактные слои представлены альбит-эпидот-актинолит-хлорит-кварцевыми роговиками. Минеральные парагенезы позволяют оценить условия формирования роговиков роговообманково-роговиковой ($T=550-700^\circ$ и $P=1-3$ кбар) и альбит-эпидотовой ($T=500^\circ$) фациями контактового метаморфизма [25].

В более поздний этап все породы комплекса в разной степени подверглись региональным *зеленокаменным* изменениям в условиях зеленосланцевой стадии метаморфизма. Это выразилось в образовании актинолитовых роговых обманок, актинолита и хлорита по ранее сформированным амфиболам, хлорита по титансодержащим магнетитам, деанортитизации и пренитизации плагиоклазов. Процессы зеленокаменного изменения наиболее интенсивно проявлены в раздробленных и проницаемых участках массива.

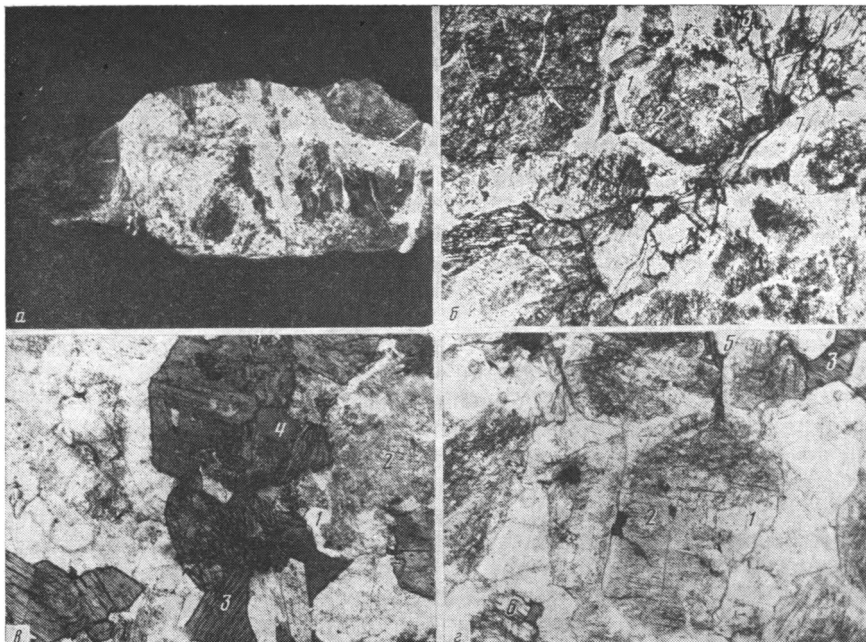


Рис. 3. Фото макро- и микротекстур вторичного окварцевания метагабброндов: *a* — увел. 0,7; *б, в, з* — увел. 16, без анализатора:
 1 — кварц, 2 — плагиоклаз, 3 — роговая обманка, 4 — стильпноmelан, 5 — пленочное скопление темноцветных минералов, 6 — кварц по магнетиту, 7 — хлорит

В дальнейшем амфиболитизированные и зеленокаменноизмененные метагабброиды испытали *гидротермально-метасоматическое окварцевание*, широко проявленное по площади исследуемого массива. Степень и характер окварцевания неодинаковы. Выявляется тип окварцевания по полигональной сетке, маркирующей систему трещин — путей для гидротермальных растворов, а также по поверхностям расслоения и расланцевания пород (рис. 3, *a*). Наиболее окварцованные участки к центру полигонов или на удалении от поверхностей расслоения постепенно сменяются плотными метагабброидами, в которых вторичный кварц образован на счет зерен за счет замещения краевых зон плагиоклазов (см. рис. 3, *a, б*). Сегрегации актинолита с хлоритом и псевдоморфозы хлорита по рудным минералам замещаются кварцем совместно с эпидотом. При этом прослеживаются все последовательные стадии окварцевания пород — от начального замещения плагиоклазов с краев до образования разностей, имеющих состав плагиогранитов с содержанием кварца часто более 50%, а также моно- и полиминеральных (хлорит, пренит, кварц, эпидот) полос, пятен, жил и прожилков. Характерны узловатопятнистый, послыно ориентированный и брекчиевый рисунки плагиогранитизации. Вторичные плагиограниты обособляются в пределах массива в виде полос, линз и неправильной формы тел размером от первых метров до первых сотен метров, как ориентированных, так и неориентированных вдоль границ массивов, приуроченных к разломам. Они имеют неоднородное строение: блоковое, крупнопятнисто-сетчатое и полосчатое. Границы с окружающими породами нечеткие, сложной конфигурации, заливо- и пилообразные. Сохранившиеся блоки метагабброидов имеют крупнозернистое строение. Характерны амфиболитизированные метагаббро и метагаббро-пегматиты. Однако выявлены также включения (до 0,05 м в длину) мелкозернистых амфиболитов. Текстуры вторичных плагиогранитов неоднородные, что обусловлено сегрегированием темноцветных минералов и кварца. Им присущи различного рода бластовые структуры: гранобластовые, немато- и лепидогранобластовые, порфиробластовые, гемеобластовые. Из темноцветных минералов в различных

сочетаниях содержатся сине-зеленые амфиболы, частично или полностью замещенные актинолитом и хлоритом, псевдоморфозы сложного состава по ортопироксенам и титаносодержащим магнетитам, клинопироксены и ранние роговые обманки, сохранившиеся от замещения, а также стильпномелан, развивающийся по роговым обманкам и хлориту (см. табл. 2). Содержание темноцветных зависит от количества кварца и варьирует от 30—20 до 10—5%. В лейкократовых разностях остатки неоднократно преобразованных агрегатов темноцветных минералов выделяются в виде островков и пленочных примазок между зернами кварца. Наблюдаются различные стадии замещения плагиоклазов кварцем от гранобластовых агрегатов по краям зерен с сохранением в центре участков, измененных при зеленосланцевом метаморфизме, до полных псевдоморфоз (см. рис. 3, б—г). Зерна кварца имеют большей частью извилистые «лапчатые» очертания. Тончайшие прожилки и скопления пелитоморфных минеральных смесей обрисовывают первоначальную неоднородность зерен, а также контуры и трещины спайности замещаемых плагиоклаза и темноцветных (см. рис. 3, в, г).

Туфотерригенные породы верхней юры — нижнего мела также подверглись неравномерному окварцеванию. Они содержат мелкие (5·10 см²) линзы кварцевого, кварц-хлорит-пренитового состава, ориентированные по направлению рассланцевания; пересечены прожилками и крупными (1,5 м) жилами кварца. Густота прожилков и содержание линз с кварцем возрастают вблизи тел кварцевых кератофигов.

Таким образом, окварцевание охватывает как комплекс метагабброидов и вулканитов палеозоя — триаса, так и туфотерригенные породы (J₃—K₁) и связано, кроме того, с образованием эпидота, пренита, хлорита, стильпномелана, пумпеллита. Ассоциации новообразованных минералов позволяют отнести поздние преобразования метагабброидов к пумпеллит-пренит-кварцевой фации регионального метаморфизма, для которой характерны условия средних (2—4 кбар) давлений и низких (300—400°) температур. Поступление гидротермальных растворов и флюидов, производящих окварцевание метагабброидов и вмещающих туфотерригенных пород, исходя из геологической ситуации в совокупности с литературными данными, наиболее вероятно связывать с особым типом магматизма («водная» магма), приведшего к внедрению субвулканических тел кварцевых кератофигов, которые также испытали интенсивное постмагматическое окварцевание, эпидотизацию, хлоритизацию, пренитизацию, что особенно проявилось в зонах эксплозивных брекчий [1, 25]. Первичные, магматические типы плагиогранитов или тоналиты не выявлены. Однако в связи с интенсивным окварцеванием комплекса вопрос об их отсутствии не может быть решен однозначно до изучения типоморфизма кварца.

Следующим этапом изменения окварцованных метагабброидов явилось *динамометаморфическое разлинзование и филлонитизация*, локально проявленные в южной части массива и приуроченные к полосе линзовидно-полосового строения (см. рис. 1 и 2, I). Линзы ориентированы вдоль границ надвига. Размеры их варьируют незначительно. В среднем равны 3×12 м². Связующей массой служат рассланцованные габбро-амфиболиты со слоями гидротермально-метасоматических пород, состоящих из кварца, эпидота, хлорита, пренита. Какая-либо закономерность в чередовании линз по вертикали не выявляется. Соотношение меланкратовых и лейкократовых типов пород меняется погоризонтально. Сочетаются начально окварцованные метагаббро-диабазы, в разной мере окварцованные габбро-амфиболиты и вторичные плагиограниты, сформированные по крупнозернистым амфиболитизированным и зелено-каменноизмененным габбро. Линзы афанитовых метагаббро-диабазов выявлены в нижней части полосы. Для всех пород характерны пересекающиеся прожилки кварца и пренита мощностью до 5 м, которые не переходят границы линз. В породах, разделяющих линзы, сетка трещин более густая, чем в линзах. Филлониты сформированы по полистадийно измененным метагабброидам. Основная рассланцованная масса породы

состоит из гранулированных, мелко раздробленных (0,01 мм) зерен амфибола, плагиоклаза, кварца, хлорита, пренита и рудного минерала. Ориентированные сегрегации пренита, хлорита и кварца составляют около 30% от массы породы. Туфотерригенные породы (J_3 — K_1) у контакта с филлонитами мелко раздробленны, перетерты и превращены в дресву.

В непосредственном контакте рассланцованных серпентинитов и вулканогенно-терригенных пород верхнего мела — палеоцена наблюдались выходы (мощностью около 4 м) *милонитов и катаклазитов* по андезито-базальтовым грауваккам и туфам, а также будинированные кремнистые породы, иссеченные прожилками кварца и кальцита. Милониты состоят из разной крупности (от 0,5 до 0,05 мм) порфиробласт плагиоклазов и пироксенов, сцементированных тонко раздробленной компактной пелитоморфной массой минеральных смесей. Плоскости рассланцевания вырисовываются скоплениями пирита и кварца.

МИНЕРАЛОГИЯ

В этом разделе основное внимание уделено амфиболам как наиболее чутким индикаторам условий метаморфизма [3, 8, 10, 11, 14—16, 18, 21, 23, 30, 32, 35]. Амфиболы присутствуют почти во всех типах пород, отражая в своем составе полистадийный характер изменения комплекса метаброидов. Следует отметить, что наиболее важным и труднорешаемым моментом в использовании амфиболов для оценки условий метаморфизма является выбор геотермобарометров. Поскольку состав амфиболов зависит от состава вмещающих пород, то для каждого комплекса необходимо подобрать свой оптимально корректный метод оценки температур и давлений [16, 20, 32]. Использование диаграмм фазового равновесия сосуществующих амфибола и плагиоклаза, и в частности диаграммы Л. Л. Перчука [20], при определении температурных условий образования исследуемых метаброидов не представляется возможным из-за неравновесности (разностадийности) формирования ассоциирующихся амфиболов и плагиоклазов. По этой же причине, а также потому, что рассматриваемые ассоциации в большинстве случаев не содержат эпидота или цоизита, что является обязательным условием использования метода, не применялся плагиоклаз-роговообманковый геотермобарометр (на основе глиноземистости), предлагаемый Л. П. Плюсниной [21]. Успешное использование тех или иных геотермобарометров связано с точностью определения состава амфиболов и, следовательно, зависит от метода их исследования и расчета кристаллохимических формул. Ошибки в определении состава вносят включения кварца, альбита, хлорита, пироксенов, титанистых и других минералов. Нами было установлено, что магнезиальная роговая обманка в зависимости от метода изучения ее состава («мокрая» химия и микронзондирование) оказывалось по соотношению Al^{IV} и Al^{VI} в поле гранулитовой, либо амфиболитовой фации регионального метаморфизма. По-видимому, наиболее достоверные данные о составе амфиболов могут быть получены при сочетании метода микронзондирования с определением структурной воды на микротермовесах и соотношения окисного и закисного железа с помощью ЯГР (ядерный гамма-резонанс). При электронно-зондовом микроанализе амфиболов следует учитывать также неодинаковость состава амфиболов, получаемых при зондировании продольных и поперечных срезов кристаллов [29]. В нашем случае различия в содержании SiO_2 достигали 2 вес. %. В ряде случаев, например при использовании геобарометра Е. Б. Лика и П. Рааза, необходима предварительная ревизия большей выборки данных, неравноценной по методам их получения, которая частично начата Е. Б. Ликом [32, 35]. Анализ литературы показывает, что наиболее надежным показателем P — T -условий образования амфиболов является их глиноземистость, в то время как соотношение Fe^{3+} , Fe^{2+} и Mg в основном зависит от содержания этих компонентов в исходной породе, а не от температуры и давления и, следовательно, не

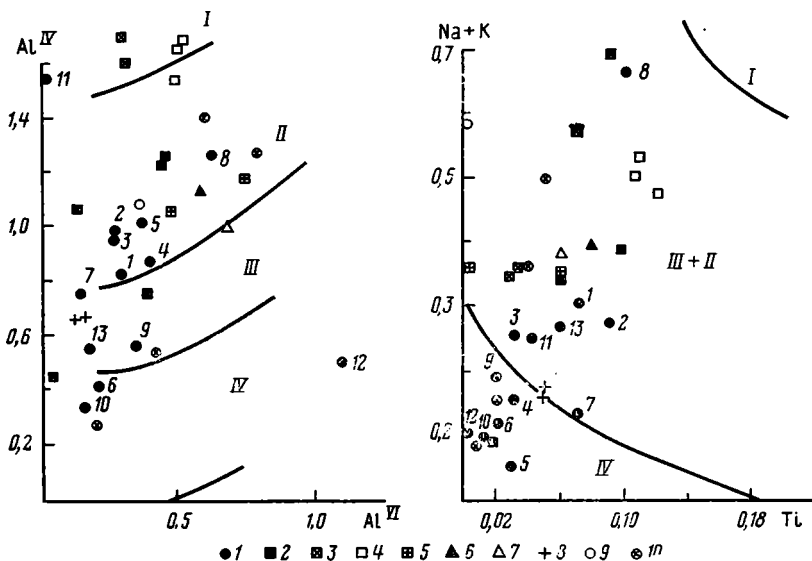


Рис. 4. Фациальная диаграмма соотношения Al^{IV} и Al^{VI} , щелочей и титана в амфиболах:

1 — метагабброидов росомашинского меланжа (цифры рядом с фигуративными точками соответствуют номерам граф в таблице 2); 2—5 — амфиболитов и метагаббро комплекса Санто-Антони Ньюфаундленда [30, 37]: 2 — плагиоклазовых, 3 — эпидотовых, 4 — кварцевых, 5 — метагаббро, 6, 7 — амфиболитов комплекса Баллантрэ Шотландии [36]: 6 — высокой степени амфиболитовой фации, 7 — то же, низкой степени, 8 — амфиболитовых сланцев разлома Элтанин [11]; 9 — горнблендитов желоба Яп [24, обр. 1431/Д1—22]; 10 — эпидотовых амфиболитов желоба Яп [24, обр. 1431/Д1—1А]; I, II, III, IV — поля соответственно гранулитовой, амфиболитовой, эпидотамфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма

может служить индикатором условий метаморфизма [3, 8, 10, 14, 16, 21, 32, 36]. Соотношение Ti и щелочей вследствие недостаточной изученности их поведения в кальциевых амфиболах, а также из-за ошибок, наиболее вероятных при определении их малых концентраций, предпочтительнее использовать как критерии, дополняющие оценки по глиноземистости. Исходя из вышесказанного условия метаморфизма рассматриваемого комплекса оценивались в относительно общем виде по фаціальным диаграммам В. В. Закруткина, составленным на основе хорошо проанализированного большого фактического материала по амфиболам метаморфических пород, учитывающих соотношение в их составе тетраэдрического и октаэдрического алюминия, а также титана и щелочей [10].

Исследуемые амфиболы объединены в три группы. Определение их дается по классификации Е. Б. Лика [31]. Первая группа включает зелено-бурые и темно-зеленые железистые и магниальные роговые обманки ($Ng=1,670—1,679$) *автометаморфической* стадии. На фаціальных диаграммах соотношения Al^{IV} и Al^{VI} , а также щелочей и титана точки, отражающие состав этих роговых обманок, находятся в поле амфиболитовой фации (рис. 4, см. табл. 1). Температура образования магниальной роговой обманки первой группы, оцененная по усредненным изотермам распределения кальция между амфиболом и плагиоклазом с использованием геотермометра Л. Л. Перчука при допущении равновесного существования ранних амфиболов и основных плагиоклазов, определяется в $700—750^{\circ}$ [20].

Вторая группа состоит из различных по интенсивности окраски синезеленых метаморфогенных роговых обманок ($Ng=1,665—1,667$); представлена магниальными и железистыми роговыми обманками, характерными для амфиболитовой фации метаморфизма (см. рис. 4). Формирование их относится к этапам *термальной и динамотермальной амфиболитизации метагабброидов, а также метасоматического изменения пироксенитов*. Наибольший интерес в этой группе представляет магниальная

роговая обманка из линз неокварцованных амфиболитов в основании комплекса, формирование которых можно предполагать в условиях прогрессивного метаморфизма при стрессе (см. рис. 2, II). Она по особенностям химизма независимо от способа расчетов формульных коэффициентов попадает в поле амфиболитовой фации как на диаграмме $Al^{IV}-Al^{VI}$, так и $Na+K-Ti$, в то время как подобные роговые обманки из вмещающих метагаббро-норитов занимают на этих диаграммах двойственные позиции. По соотношению Al^{IV} и Al^{VI} они находятся в поле амфиболитовой, а по соотношению щелочей и титана — зеленосланцевой фациях (см. рис. 4). Такое расхождение присуще также роговым обманкам из окварцованных габбро-амфиболитов. Это несоответствие может быть объяснено формированием амфиболов в условиях регрессивного метаморфизма при замещении более ранних роговых обманок. Известно, что щелочи больше, чем титан, чувствительны к падению температуры и реагируют понижением концентрации [10]. Оценки температуры и давлений при образовании роговой обманки бескварцевых амфиболитов по диаграмме Л. Л. Перчука ($T=450^\circ$) и Л. П. Плюсниной ($T=550^\circ$, $P=2-4$ кбар) нельзя считать надежными по причинам, рассмотренным выше. Данные диаграммы Е. Б. Лика и П. Рааза показывают, что амфиболы 1-й и 2-й группы сформировались при давлениях ниже 5 кбар. На линию, отмеченную 5 кбар, попадает только роговая обманка скаполитизированных метагаббро-норитов из основания комплекса, вмещающих линзы амфиболитов, что может служить подтверждением предполагаемых стрессовых напряжений при формировании этой ассоциации пород (см. рис. 2, II). Кроме того, образование скаполита в этих породах можно предполагать в результате пневматолитового или высокотемпературного гидротермального метаморфизма при участии стресса [4]. Магнезиальная роговая обманка апопироксенитовых амфиболовых метасоматитов отличается наиболее высоким из всех исследованных образцов содержанием алюминия в четверной и шестерной координации и близка по составу к амфиболам плагиоклазовых амфиболитов из основания пластины офиолитов комплекса Санто-Антони Ньюфаундленда. Условия ее формирования оцениваются амфиболитовой фацией (см. рис. 4). Давления превышали 5 кбар [35].

Третья группа амфиболов представлена актинолитовой роговой обманкой и актинолитом ($Ng=1,654-1,660$), характерными для *эпидот-амфиболитовой* и *зеленосланцевой* фаций метаморфизма (см. рис. 4). Эти амфиболы замещают роговые обманки первой и второй группы. Для актинолитовой роговой обманки роговиков характерны низкие значения октаэдрически скоординированного алюминия и несколько повышенные относительно подобных роговых обманок из окварцованных габбро-амфиболитов — натрия и титана. При формировании актинолитовой роговой обманки из деформированной линзы окварцованных габбро-амфиболитов западной оконечности массива предполагаются условия повышенного давления (более 5 кбар) [35] (см. табл. 1). На фациальные диаграммы Al^{IV} , Al^{VI} и $(Na+K)-Ti$ нанесены для сравнения также данные о составе амфиболов метагаббро и амфиболитов из океанических разломов и офиолитовых комплексов Ньюфаундленда и Шотландии. Из диаграмм видно, что наиболее нестабильный состав имеют амфиболы эпидотовых амфиболитов, сформированных за счет метагаббро и метадиабазов [24, 30]. В одном образце сочетаются актинолит, характерный для зеленосланцевой фации, актинолитовая роговая обманка эпидот-амфиболитовой фации, магнезиальная и железистые роговые обманки амфиболитовой фации [24]. Это обстоятельство свидетельствует о неустойчивости, нестабильности минеральных ассоциаций эпидотовых амфиболитов, связанной с их существованием в пограничных между амфиболитовой и зеленосланцевой фациями условиях метаморфизма, когда возможна незавершенность изменения составов в ту и другую сторону.

Отдельно рассмотрим особенности состава синезеленой магнезиальной роговой обманки из филлонитов ($Ng=1,660$). От амфиболов второй группы она отличается низким содержанием алюминия и несколько

повышенным титана, а также вхождением железа в структуру преимущественно в виде двух валентных ионов. Положение роговой обманки на фациальных диаграммах соотношения Al^{IV} и Al^{VI} щелочей и титана свидетельствует о ее формировании в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Известно, что роговые обманки при грануляции, дроблении и формировании филлонитов и милонитов претерпевают изменения в составе, связанные с увеличением роли двухвалентного железа, титана и щелочей [27]. В этом случае состав амфиболов исходных пород может быть оценен только предположительно как синие-зеленые амфиболы второй группы.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ

Точки, отвечающие составам метагабброидов и амфиболитов на диаграмме AFM группируются в поле, вытянутом вдоль стороны М — F. Большая часть рассматриваемых пород оказывается более железистой относительно средних составов океанических габбро и апогаббровых амфиболитов и мафических кумулятов офиолитовых комплексов (рис. 5). Ближе всего по составу к океаническим габбро и амфиболитам находятся неокварцованные метагаббро-нориты и амфиболиты основания комплекса, что косвенно может свидетельствовать о формирова-

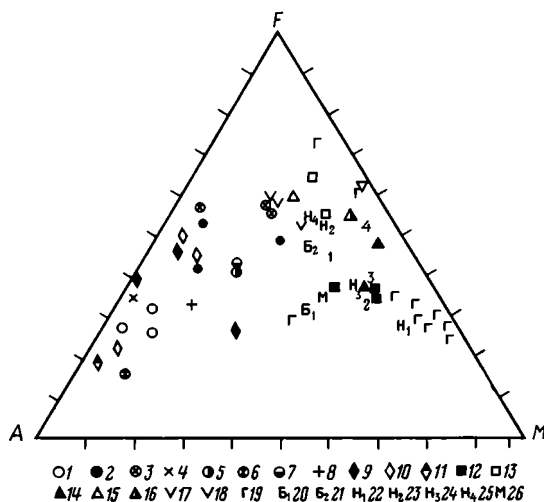


Рис. 5. Диаграмма AFM

1 — плаггиограниты магматические, четкинвямский меланж Корякского нагорья; 2 — плаггиограниты вторичные, росомашинский меланж; 3 — «океанические» плаггиограниты, комплекс Троодос, Кипр [12]; 4 — альбитовый гранит, Орегон [12]; 5 — кварцевый диорит, среднее [6]; 6 — трондземит, Норвегия [25]; 7 — тоналит, южная Калифорния [25]; 8 — гранодиорит, среднее [6]; 9 — кварцевые кератофиры Корякского нагорья; 10 — кварцевые кератофиры офиолитовых комплексов Троодос и Калифорнии [12]; 11 — кварцевый кератофир [9]; 12—18 — породы комплекса метагабброидов росомашинского меланжа: 12 — метагаббро-нориты неокварцованные, 13 — метагаббро и габбро-амфиболиты в разной мере окварцованные, 14 — амфиболиты без кварца, 15 — амфиболиты окварцованные, 16 — алопироксенитовый роговообманковый метасоматит, 17 — филлонит, 18 — метадиабазы; 19 — мафические кумуляты офиолитовых комплексов Кипра, Ред-Маунтина, Омана, Папуа, Вуринос [12]; 20 — амфиболиты низкой степени метаморфизма комплекса Баллантрэ, Шотландия [36]; 21 — то же, высшей степени; 22 — метагаббро комплекса Санто-Антони, Ньюфаундленд, среднее по четырем анализам [30, 37]; 23—25 — амфиболиты там же: 23 — кварцевые, среднее по 23 анализам, 24 — плаггиоклазовые, среднее по 12 анализам, 25 — эпидотовые, среднее по девяти анализам; 26 — амфиболитизированные габбро и амфиболовые метагаббро Срединно-Атлантического хребта, среднее по четырем анализам [26]. Цифрами на диаграмме обозначены: 1 — габбро континентальное [6]; 2 — габбро океаническое [17]; 3 — амфиболиты Япского желоба, среднее по трем образцам [24]; 4 — амфиболитовые сланцы разлома Элтанн, среднее по шести анализам [11]

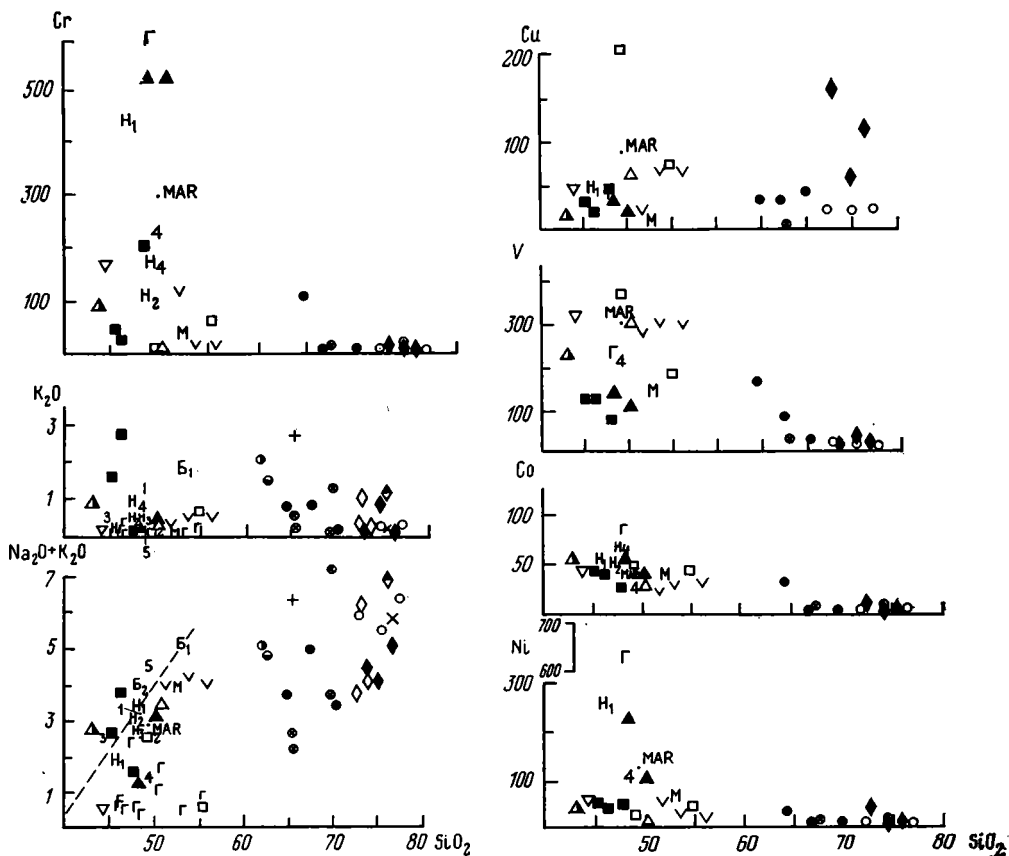


Рис. 6. Диаграммы соотношения щелочей, рассеянных элементов (Cr, Ni, Co, V, Cu) и кремнезема в метагабброидах. Условные обозначения см. на рис. 5

нии их в океанических или субокеанических условиях. Для зеленокаменноизмененных и окварцованных пород характерно увеличение доли железа в сумме катионов. Та же тенденция наблюдается для мафических кумулятов других офиолитовых комплексов [12]. Содержание щелочей в метаморфизованных габброидах в основном более 1% и возрастает за счет Na_2O за исключением скаполитизированных габбро-норитов (рис. 6). Точки, отражающие содержание щелочей и кремнезема в этих породах, располагаются за линией Мак-Дональда и Катсуры, разделяющей толеитовые и щелочные базальты [33]. За этой разграничительной линией находятся породы, претерпевшие высокотемпературные метасоматические изменения: скаполитизированные габбро-нориты и амфиболовые метасоматиты. Сюда же попадают амфиболиты и габбро-амфиболиты Япского желоба, а также амфиболиты высокой степени метаморфизма, сформированные за счет спилитов на контакте с серпентинитами в комплексе Боллантэр Шотландии. Исследуемые апогаббровые амфиболиты близки по составу к амфиболитам офиолитового комплекса Санто-Антони Ньюфаундленда: соответственно окварцованные — кварцевым и эпидотовым, неокварцованные — плагиоклазовым (см. рис. 6). Апогаббро-норитовым амфиболитам из основания росомашинского комплекса присущи низкие содержания щелочей и высокие Cr, Ni, Co характерные для мафических кумулятов, что может косвенным образом свидетельствовать о формировании их в глубинных условиях (см. рис. 6). Метадиабазы выделяются относительно высокими содержаниями щелочей и кремнезема выше средних содержаний в базальтах Срединно-Атлантического хребта. Одинаковый характер вторичных изменений диабазов и габброидов позволяет предполагать первоначальное различие

их химизма, которое не сгладилось при метаморфических превращениях. Филлониты по соотношению железа и магния находятся в поле окварцованных метагаббро, амфиболитов и диабазов, но в отличие от них имеют низкие содержания щелочей и кремнезема.

Вторичные плагиограниты отличаются от магматических типов Корякского нагорья низкими содержаниями щелочей и кремнезема, близкими к таковым в океанических плагиогранитах [12]. По содержанию SiO_2 они находятся в интервале между средним составом континентальных гранодиоритов и трондьемитов, отличаются низкими значениями щелочей и тенденцией к повышению роли суммарного железа, что более характерно для кварцевых диоритов. Содержание щелочей в них находится в интервале значений, присущих кварцевым кератофирам Корякского нагорья. Особенно отчетливо это выявляется для K_2O (см. рис. 6). Еще более выразительна связь химизма кварцевых кератофиров и вторичных плагиогранитов по содержанию меди. Что касается Cr , Ni и в меньшей мере Co , то зеленокаменные изменения и окварцевание габброидов и диабазов способствовали понижению их концентраций. В связи с этим содержание перечисленных элементов во вторичных плагиогранитах зависит от состава исходных пород, характера их изменений до окварцевания и степени окварцевания. Так, хром и никель при псевдоморфном замещении пироксенов роговыми обманками первой и второй группы входят в состав последних. Потери никеля и хрома метагабброидами связаны с разрушением этих амфиболов и формированием актинолита и хлорита, т. е. с преобразованием пород гидротермальными растворами. В то же время в гидротермальноизмененных породах (зеленокаменное преобразование и окварцевание) повышается роль ванадия и меди. Источником этих элементов могли служить постмагматические растворы, связанные с внедрением диабазов (ванадий) и кварцевых кератофиров (медь). Для этих пород соответственно отмечается относительно высокая роль ванадия и меди. Следует отметить, что максимально высокие содержания V и Cu характерны для пород с гидротермальными изменениями начальной стадии. Увеличение степени зеленокаменного изменения и окварцевания не ведет к увеличению их концентраций. Сохранность рудных минералов при этом не имеет решающего значения. Наиболее высокие содержания V (350 г/т) и Cu (205 г/т) выявлены в начально зеленокаменноизмененных и окварцованных метагаббро, в которых рудные компоненты псевдоморфно замещены хлоритом. В то же время при прочих равных условиях высокие содержания рудных минералов как первичных, так и новообразованных, в частности в филлонитах, обуславливают высокие содержания ванадия. Для апопироксенитовых амфиболовых метасоматитов характерны низкие содержания всех рассматриваемых рассеянных элементов, кроме ванадия и меди. Это отличает их от горнблендитов ультраосновного комплекса и позволяет предполагать, что в их формировании принимали участие гидротермальные растворы, возможно, связанные с габбро-диабазовым магматизмом. Напомним, что условия их формирования характеризовались повышенным давлением.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из приведенных ранее описаний выявляется последовательность метаморфических изменений габброидов и вмещающих пород (табл. 3), связываемая нами с определенными этапами магматической и тектонической истории района [19, 22]. Как показали исследования последних лет, в позднем палеозое — триасе в восточной части Корякского нагорья существовала океаническая кора, в состав которой входили различные основные породы, в том числе и габброиды. В ходе становления коры габброиды претерпели автометаморфические изменения, в основном выразившиеся в частичном замещении пироксенов железистыми и магнетитовыми роговыми обманками с образованием гомоосевых псевдоморфоз в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Метаморфизм был,

Последовательность метаморфических преобразований габброидов и вмещающих пород

Таблица 3

Метаморфические преобразования	Породы	Составы ассоциирующих минералов		Фашии метаморфизма	Тектоническая обстановка и характер магматизма	Время	Стадии формирования земной коры
		амфиболы	плагноклазы				
Автометаморфическая амфиболитизация	Амфиболовые габбро, габбро-диабазы, габбро-пегматиты	Железистая и магнетизальная роговые обманки	В разной мере деанортитизированные от анортита до андезина	Амфиболитовая	Бассейн с океанической корой, основной магматизм	Pz ₃ — T	Океаническая
Термальная и динамотермальная амфиболитизация и скаполитизация	Амфиболиты, амфиболитизированные габбро и диабазы, амфиболитизированные и скаполитизированные габбро-нориты	Магнетизальная и железистая роговые обманки	В разной мере деанортитизированные от битовнита до олигоклазальбита		Срывы по субгоризонтальным поверхностям, связанные с началом раздвига субокеанической коры		
Метасоматическая амфиболитизация пироксенитов	Апопироксенитовые амфиболовые метасоматиты	Магнетизальная роговая обманка	Нет		Рассеянный спрединг, основной магматизм	J ₂	Переходная
Ороговикование вмещающих пород	Роговики	Актинолитовая роговая обманка	Олигоклаз, альбит	Роговообманково-роговиковая и альбит-эпидотовая, контактовый метаморфизм			
Зеленокаменные изменения	Метагаббро, метагаббро-нориты, метадиабазы, метагаббро-пегматиты	Актинолит, актинолитовая роговая обманка	Деанортитизированные от битовнита до олигоклазальбита	Зеленосланцевая	Образование краевого моря		
Гидротермально-метасоматическое окварцевание	Окварцованные метагабброиды, вторичные плагнограниты, хлорит-пренит-эпидот-кварцевые породы с пумпеллитом	Роговые обманки и актинолит, сохранившиеся от ранних стадий метаморфизма	Состав предыдущих стадий метаморфизма, сохранившихся при окварцевании	Пумпеллит-пренит-кварцевая	Образование вулканических поднятий в краевом море, внедрение кварцевых кератофиров и микроплагногранитпорфиров	J ₃ — K ₁	Переходная
Динамометаморфическое разлинзование и филлонитизация	Амфиболовые филлониты	Магнетизальная роговая обманка	Олигоклаз-альбит	Зеленосланцевая	Формирование системы тектонических чешуй в породах коры краевого моря и их совмещение	Конец K ₂	Континентальная
Катакластически	Милониты, катаклазиты по грауваккам и туфам	Нет	Обломочные, преимущественно лабрадор	Милонит-катаклазитовая	Образование надвигов в приповерхностных условиях	Конец Pg	

видимо, связан с высоким тепловым потоком и флюидным режимом в зонах с формировавшейся океанической корой.

В юрское время произошло резкое изменение тектонической обстановки. По глубинным, видимо, субгоризонтальным, поверхностям океаническая кора, которая к этому времени приобрела черты субокеанической коры, была тектонически расслоена [22]. Вдоль этих поверхностей происходило относительное смещение различных по своей глубинности и составу горизонтов. В результате стрессовых напряжений и движений вдоль поверхностей глубинных срывов, по габброидам, образовались апогаббровые амфиболиты и габбро-амфиболиты с набором структур и минералов, характерных для динамотермальной амфиболитизации. Эти процессы начались в средней юре в обстановке рассеянного спрединга и сопровождались подъемом основной магмы. Порции основной расплава проникали через уже сформированные горизонты коры, динамически и термально из них воздействуя, что привело к формированию роговообманковых метасоматитов по пироксенитам и роговиков на контакте с вулканогенно-яшмовыми породами. Растяжение привело к частичной деструкции коры, обусловившей увеличение проницаемости пород и доступность их для циркуляции агрессивных морских вод. Это повлекло за собой, по-видимому, выщелачивание и перераспределение различных компонентов породы и зеленокаменное изменение метагабброидов. Метаморфические преобразования шли на фоне снижения температуры и давления. Тектоническая деструкция привела к образованию бассейна типа краевого моря (Майницкий). В конце раннего мела в южной части бассейна сформировалось вулканическое поднятие. При его образовании активизировалась магматическая деятельность, внедрились кварцевые кератофиры и микроплагиогранит — порфиры, что вызвало гидротермально-метасоматическое окварцевание габброидов с образованием вторичных плагиогранитов. К концу мелового времени произошло окончательное вырождение краевого моря. В это время преобладающими становятся процессы тангенциального сжатия, что приводит к образованию системы тектонических чешуй во всех верхнеюрско-нижнемеловых породах майницкого структурно-формационного комплекса. По границам чешуй породы претерпевали динамометаморфизм с образованием горизонтов разлинзования и филлонитизации. Окончательное становление покровной структуры произошло в конце палеоцена. В это время в результате надвигания на породы алькатваамского структурно-формационного комплекса пластины серпентинитового меланжа в поверхностных условиях произошло образование милонитов по андезито-базальтам и туфотерригенным породам верхнего мела — палеоцена.

Литература

1. *Аверьев В. В.* О соотношении между гидротермальной и магматической деятельностью.— В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964, с. 251—254.
2. *Александров А. А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
3. *Глазовская Л. И.* Амфиболы метаморфических пород зерендинской и бектурганской серий (Центральный Казахстан).— В кн.: Породообразующие минералы и их равновесия. М.: Изд-во МГУ, 1979, с. 23—39.
4. *Годовиков А. А.* Минералогия. М.: Недра, 1975. 508 с.
5. *Григорьев В. Н., Казимиров А. Д., Пейве А. А., Соколов С. Д.* Геологическое строение Росомашинской зоны меланжа Корякского нагорья.— Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 3, с. 666—669.
6. *Дэли Р. О.* Изверженные породы и глубины Земли. Глав. ред. геол.-разв. и геодез. лит., 1936.
7. *Елисеев Н. А.* Метаморфизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959. 414 с.
8. *Ефимов А. А., Флерова К. В.* Амфиболы апогаббровых метаморфитов габбро-гипербазитовых комплексов Урала.— В кн.: Амфиболы метаморфических комплексов Урала. Тр. Уральского научного центра АН СССР. Свердловск, 1981, с. 38—41.
9. *Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 287—311.
10. *Закруткин В. В.* Об эволюции амфиболов при метаморфизме.— Зап. ВМО, 1968, ч. 97, вып. 1, с. 15—23.

11. *Кашинцев Г. Л., Жданов В. В.* Амфиболитовые сланцы зоны разлома Элтанн (Тихий океан).— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1981, № 8, с. 28—37.
12. *Колман Р. Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 256 с.
13. *Колясников Ю. А.* К формированию серпентинитовых меланжей Корякского нагорья.— Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 3, с. 680—683.
14. *Костюк Е. А., Соболев В. С.* Парагенетические типы амфиболов ряда роговая обманка-актинолит в метаморфических породах.— Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 4, с. 898—901.
15. *Литвин А. Л.* Кальцевые амфиболы (структура, распределение катионов, параметры элементарной ячейки). Киев: Наук. думка, 1973, с. 152.
16. *Лихойдов Г. Г., Плюснина Л. П., Мищенко Г. А.* Условия образования амфиболов метабазитов уфалейского комплекса.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1981, № 9, с. 14—24.
17. *Лутц Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980, с. 247.
18. *Минералогия медно-никелевых месторождений Кольского полуострова.* М.: Наука, 1981, с. 351.
19. *Очерки тектоники Корякского нагорья.* М.: Наука, 1982, с. 219.
20. *Перчук Л. Л.* Равновесия породообразующих минералов. М.: Недра, 1970, с. 391.
21. *Плоснина Л. П.* Экспериментальное изучение зависимости глиноземистости роговых обманок от P — T -условий их образования.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1981, № 7, с. 19—28.
22. *Руженцев С. В., Бялбожеский С. Г., Казимиров А. Д., Соколов С. Д.* Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 63—80.
23. *Руженцев С. В., Соколов С. Д., Юркова Р. М.* Тектоническое брекчирование и связанные с ним изменения пород меланократового фундамента.— В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 160—172.
24. *Савельева Г. Н., Добрецов Н. Л., Лаврентьев Ю. Г., Лутц Б. Г., Дитрих Ф., Колман Р.* Петрология гипербазитов, габбро и метаморфических пород.— В кн.: Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980, с. 220—228.
25. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 590 с.
26. *Bonatti E., Honnorez J., Kirst P., Radicati F.* Metagabbros from the Mid-Atlantic Ridge at 06° N: contact-hydrothermal-dynamic metamorphism beneath the axial valley.— *J. Geol.*, 1975, v. 83, № 1, p. 61—78.
27. *Brodie K. H.* Variation in amphibole and plagioclase composition with deformation.— *Tectonophysics*, 1981, v. 78, p. 385—402.
28. *Dostal J., Strong D. F. and Jamieson R. A.* Trace element mobility in the mylonite zone within the ophiolite aureole St. Anthony complex, Newfoundland.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 49, p. 188—192.
29. *Grapes R. H.* Chemical inhomogeneity of amphiboles in relation to section orientation in routine EMPA analyses.— *Geochem. J.*, 1977, v. 11, № 3, p. 253—265.
30. *Jamieson R. A.* Metamorphism during ophiolite Emplacement—the petrology of the St. Anthony Complex.— *J. Petrol.*, 1981, v. 22, № 3, p. 397—449.
31. *Leake E. B.* Nomenclature of amphiboles.— *Amer. Mineralogist*, 1978, v. 63, p. 1023—1032.
32. *Leake E. B.* The relationship between tetrahedral aluminum and the maximum possible octahedral aluminum in natural calciferous and subcalciferous amphiboles.— *Amer. Mineralogist*, 1965, v. 50, p. 843—851.
33. *MacDonald G. A., Katsura T.* Chemical composition of Hawaiian lavas.— *J. Petrol.*, 1964, № 5, p. 82—133.
34. *Malpas J.* The dynamothermal aureole of the Islands ophiolite suite.— *Canadian J. Earth Sci.*, 1979, v. 16, № 11, p. 2086—2101.
35. *Raase P.* Al and Ti contents of Hornblend, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism.— *Contr. Mineral. Petrol.*, 1974, v. 45, p. 231—236.
36. *Spray J. G., Williams G. D.* The sub-ophiolite rocks of the Ballantras igneous Complex, SW Scotland.— *J. Geol. Soc. L.*, 1980, v. 137, p. 359—368.
37. *Suen C. J., Frey F. A., Malpas J.* Bay of Islands ophiolite Suite, Newfoundland: Petrologic and geochemical characteristics with emphasis on rare earth element geochemistry.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1979, v. 45, p. 337—348.
38. *Williams H., Smyth W. R.* Metamorphic aureole beneath ophiolite suites and Alpine peridotites: tectonic implications with west Newfoundland examples.— *Am. J. of Sci.*, 1973, v. 273, p. 594—621.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
12.1.1983

УДК 551.243.4 (571.66)

ШАПИРО М. Н., СЛЯДНЕВ Б. И., ЛАНДЕР А. В.

**ЧЕШУЙЧАТО-НАДВИГОВАЯ СТРУКТУРА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
ВОСТОЧНО-КАМЧАТСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ**

Рассматривается структура северной части Восточно-Камчатского антиклинория, основу которой образуют крутые, направленные к юго-востоку чешуйчатые надвиги и сопряженные с ними, опрокинутые на юго-восток сжатые складки. Надвиги и складки сформированы в начале палеогена над нескрытой эрозией субгоризонтальной зоной срыва, вероятно, возникшей в результате движения блоков фундамента на северо-запад. Вместе с тем Восточно-Камчатский антиклинорий не является аккреционным комплексом, связанным с субдукцией океанической плиты.

Восточные хребты Камчатки — Валагинский, Тумрок и Кумроч — сложены преимущественно верхнемеловыми комплексами, с запада и востока обрамленными кайнозойскими образованиями, в связи с чем эти хребты рассматриваются обычно в качестве крупного, вытянутого в северо-восточном направлении Восточно-Камчатского антиклинория [2]. Его северным продолжением являются п-ов Озерный и о. Карагинский. Внутренняя структура этого поднятия отличается сложностью, и даже самые общие черты его строения остаются дискуссионными. Всеми исследователями в меловых толщах отмечается интенсивная складчатость, а в ряде районов описаны надвиги. В настоящей статье, основанной на материалах, полученных в хр. Кумроч и в меньшей мере на о. Карагинском, дается более полная характеристика структуры северной части антиклинория, рассматриваются вопросы кинематики и динамики ее формирования.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ ХРЕБТА КУМРОЧ

Как это недавно установлено, большая часть хр. Кумроч сложена интенсивно дислоцированными маастрихт-датскими вулканогенно-осадочными толщами (рис. 1, 2) [5]. В приводораздельной части хребта это главным образом грубообломочные туфы андезито-базальтов, базальты, андезито-базальты и андезиты, формировавшиеся в мелководных морских условиях. Их общая мощность достигает 5500 м. Восточнее и частично западнее эта толща замещается перебитыми слоистыми псаммитовыми и алевролитовыми туфами мощностью до 4000 м, которые накапливались в более глубоководных условиях. Эти вулканогенные толщи объединяются в хапицкую свиту. На разных фациях хапицкой свиты согласно залегает терригенный флиш дроздовской свиты мощностью до 2000 м. Восточнее маастрихт-датские отложения представлены главным образом вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками и гравелитами станицлавской свиты, мощность которой достоверно не известна, но заведомо превышает 2000 м. Восточные отроги хребта сложены ветловской свитой — аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников, линзами кремнистых пород, пелитоморфных известняков и толеитовых базальтов общей мощностью до 6000 м. Микрофаунистические данные и геологические соотношения указывают на принадлежность этих свит к одному мощному стратиграфическому горизонту, но, по мнению Б. И. Сляднева, относительно более древний возраст станицлавской и ветловской свит при этом не исключен. Более полные сведения о строении донеогеновых свит хр. Кумроч, их соотношениях и составе микрофаунистических комплексов опубликованы отдельно [5].

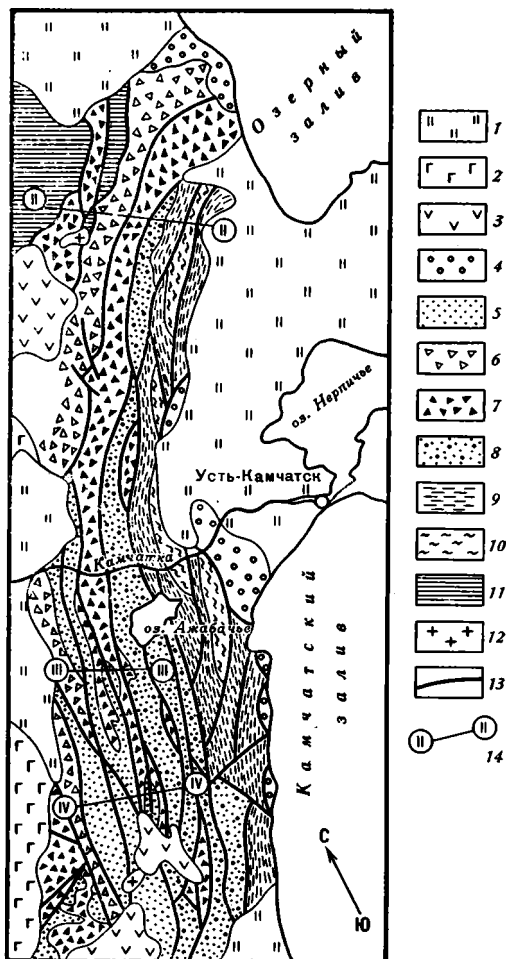


Рис. 1. Схема геологического строения хр. Кумроч
 1 — рыхлые четвертичные образования; 2 — плейстоценовые эффузивы; 3 — плиоценовые эффузивы; 4 — палеоген-миоценовые отложения; 5 — дроздовская свита; 6—7 — хапицкая свита; 6 — грубообломочные туфы и эффузивы; 7 — мелкообломочные слоистые туфы; 8 — станиславская свита; 9—10 — ветловская свита: 9 — кремнистые аргиллиты, 10 — кремни и базальты; 11 — гипербазиты и габброиды; 12 — неогеновые гранитоиды; 13 — разрывные нарушения; 14 — линии профилей (рис. 3)



Рис. 2. Соотношения маастрихт-датских свит хр. Кумроч (литологическая характеристика в тексте)

Северо-западная часть хр. Кумроч сложена гипербазитами и габброидами крупнейшего на Камчатке Кротонского массива. Мелкие тела гипербазитов и габбро в виде тектонических блоков встречаются и к юго-востоку от основного массива. Существуют две точки зрения на природу этого тела ультраосновных и основных пород. Оно рассматривается либо как блок меланократового фундамента геосинклинали Восточной Камчатки [4], либо как интрузия, одновозрастная ультраосновным магматическим комплексам Валагинского хребта [7]. Важно подчеркнуть, что с заведомо маастрихт-датскими толщами у гипербазитов наблюдались только разрывные контакты.

В северной части Кумроча маастрихт-датские образования с рядом последовательных несогласий перекрываются палеоцен-эоценовыми,

олигоценовыми и олигоцен-миоценовыми терригенными толщами. Эти кайнозойские отложения также дислоцированы, но степень их деформации вверх по разрезу слабеет. Плиоценовые вулканогенные и осадочные образования в северной и южной частях хребта залегают на размытой поверхности более древних пород практически горизонтально.

Современными границами различных маастрихт-датских свит является, как правило, протяженные разрывные нарушения северо-восточного простирания, разделяющие хребет на ряд узких, иногда линзовидных блоков с автономной внутренней структурой. Эти разрывы и являются главными элементами тектоники северной части Восточно-Камчатского антиклинория. К этой же системе принадлежат разрывы, ограничивающие с востока Кротонский габбро-гипербазитовый массив.

Большая часть этих разрывов выделена и прослежена картированием на местности по резкой смене пород через зоны дробления и милонитизации, по срезающим элементам внутренней структуры в обоих граничащих блоках, а в некоторых случаях — по присутствию в зоне разрыва мелких тел серпентинитов. Зоны наиболее крупных разрывов обнажены сравнительно редко, так как по ним развиваются отрицательные формы рельефа. Тем не менее по отдельным обнажениям и по рисунку разрывов в плане их морфология устанавливается вполне однозначно. Это прямолинейные или слегка изогнутые в плане структуры, на конфигурацию которых современный рельеф не оказывает, как правило, никакого влияния. Крутое положение сместителя обычно совпадает с крутым залеганием пород в смещаемых блоках. Это характерно и для более мелких северо-восточных разрывов, имеющих субвертикальную ориентировку или круто наклоненных на северо-запад. Там же, где залегание пород становится более пологим, например на левобережье Правой Бушуйки или на левобережье руч. Кумроч, более полого наклонены на северо-запад и сместители разрывов.

Внутреннее строение зоны разрыва разнообразно и часто изменчиво даже вдоль одного нарушения. Мощные зоны милонитизации с образованием водонасыщенных синих тектонических глин фиксируются вдоль восточной границы Кротонского массива. В вулканогенных толщах к разрывам приурочены зоны тектонических брекчий и частично милонитов мощностью до нескольких метров или реже до первых десятков метров. Обломки в брекчиях, как правило, вытянуты в плоскости разрыва; цементом служит тонкозернистая масса перетертых боковых пород. Во флишевых толщах зона разрыва часто маскируется сложными дисгармоничными складками, переходящими в автокластический меланж с многочисленными крупными обрывками слоев. В то же время на отдельных участках даже крупные разрывы не сопровождаются дроблением пород, а выражены в виде одной трещины с притертыми краями и минимальным количеством тектонической глины между ними.

Внутренняя структура блоков, разделенных разрывами, различна. Наиболее распространены крутые моноклинали и зоны интенсивной складчатости. Реже отмечаются слабодислоцированные участки с относительно пологим залеганием маастрихт-датских толщ. Вместе с тем есть блоки, где породы настолько сильно дислоцированы и передроблены, что их внутренняя структура при существующей обнаженности не поддается расшифровке. Это особенно характерно для блоков, сложенных станицлавской свитой.

Для южной части хребтов типична складчатая внутренняя структура отдельных блоков, наиболее развитая в слоистых флишевых толщах (рис. 3, профили III и IV). Ее основу составляют крутые, сжатые, иногда почти изоклиналильные, наклоненные или опрокинутые к востоку, близкие к подобным складки шириной до нескольких сотен метров и длиной до 3—4 км. Как правило, они осложнены крутыми продольными разрывами. Более крупные складки редки, а более мелкие особенно многочисленны в тонкослоистых существенно аргиллитовых пачках или вблизи крупных разломов. Обычны также мелкие дисгармоничные складки, осложняющие замковую часть более крупных.

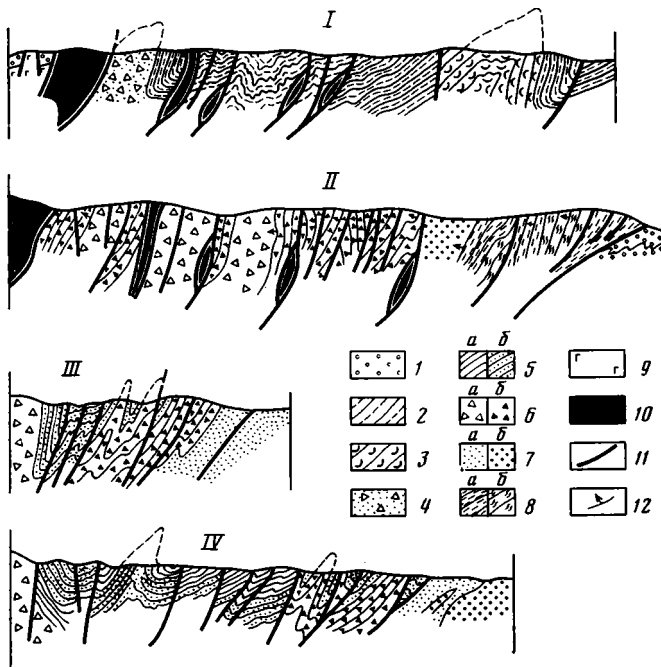


Рис. 3. Геологические профили через Восточно-Камчатский антиклинорий I — профиль через восточную часть о. Карагинского, II—IV — профили через хребет Кумроч (расположение на рис. 1). 1 — неогеновые отложения; 2—4 — мел-палеогеновые образования о. Карагинского: 2 — алевролит-аргиллитовая толща, 3 — кремнисто-аргиллитовая толща, 4 — хынхлонийская свита; 5—8 — маастрихт-датские образования хр. Кумроч: 5 — дроздовская свита (а — преимущественно аргиллиты, б — преимущественно песчаники), 6 — хапицкая свита (а — грубообломочные туфы и эффузивы, б — мелкообломочные слоистые туфы), 7 — станицлавская свита (а — мелкозернистые песчаники, б — грубозернистые песчаники), 8 — ветловская свита (а — кремнистые аргиллиты, б — преимущественно кремни); 9 — домаастрихтские верхнемеловые отложения; 10 — гипербазиты и габброиды; 11 — разрывные нарушения; 12 — положение кровли в моноклинальных блоках

Однако не везде складки заполняют пространство между крупными разрывами. В северной части хр. Кумроч, где в разрезе преобладают эффузивно-туфовые толщи, большая часть блоков является крутыми, иногда почти вертикальными моноклиналями, в которых подошвы всех пластов обращены к юго-востоку (рис. 3, профиль II). К структуре этого участка мы вернемся при рассмотрении кинематики движения по основным разрывам.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ГРАНИЦЫ И ВОЗРАСТ ДЕФОРМАЦИИ

Крутые северо-восточные разрывы и опрокинутые к востоку складки, образующие основу структуры Кумроча, типичны не только для этого хребта, а столь же характерны и для северного продолжения Восточно-Камчатского антиклинория на о. Карагинском (рис. 3, профиль I). Осевую часть острова слагает габбро-гипербазитовый массив, а в структуре развитых к юго-востоку от него верхнемеловых — нижнепалеогеновых отложений главную роль играют крутые северо-восточные разрывы и наклоненные к востоку складки — мелкие в аргиллитовых и флишевых толщах и более крупные в туфо-кремнистых. К некоторым из разрывов приурочены мелкие тела серпентинитов. Эоценовые и более молодые отложения залегают к западу от основного массива гипербазитов в виде слабонарушенной, наклоненной на запад моноклинали, но вблизи от массива в них также отмечаются наклоненные на запад взбросы.

На юг разрывы и складки Кумроча непосредственно прослеживаются в северо-западную часть хр. Гамчен, а далее к югу близкие по стилю деформации известны в южной части Валагинского хребта. Здесь эта

структура образована верхнемеловыми отложениями и нижней частью олигоценых (чажминской свитой), в то время как олигоцен-миоценовая тюшевская серия дислоцирована значительно слабее. Наконец, близкие по типу структуры описаны в северо-западной части Кроноцкого перешейка, где они непосредственно смыкаются со структурами хребта Гамчен [12]. Здесь, в Богачевской зоне Восточно-Камчатского синклинория, складчатостью охвачены все кайнозойские отложения вплоть до миоценовых и только плиоценовые вулканиты залегают с резким несогласием в виде горизонтальных плато. Восточной границей интенсивно сжатых структур Богачевской зоны является надвиг Гречишкина. Он же ограничивает с востока складчато-разрывные структуры Кумроча на побережье Камчатского залива и в районе Усть-Камчатска [10]. К востоку от этого надвига кайнозойские породы дислоцированы значительно слабее. В меловых отложениях Камчатского мыса описаны интенсивные дислокации северо-западного простирания, а на Кроноцком полуострове — пологие надвиги в меловых толщах [6].

Таким образом, вдоль восточного побережья Камчатки от о. Карагинского до южной части Валагинского хребта протягивается зона крутых северо-восточных разрывов, тесно сопряженных со сжатыми, часто опрокинутыми на восток складками. Этот пояс интенсивнейших дислокаций в основном совпадает с Восточно-Камчатским антиклинорием, за исключением некоторых наиболее западных его участков, и на юге — с западным крылом Восточно-Камчатского синклинория. Возрастные соотношения дислоцированных и недислоцированных пород показывают, что наиболее ранние складко- и разрывообразовательные движения в этой зоне относятся к самому началу палеогена, и это фиксируется несогласием в северной части хр. Кумроч и различной степенью деформации пород мела и эоцена на о. Карагинском. Резкие структурные несогласия между меловыми и палеогеновыми толщами отмечаются на Камчатке повсеместно, но за пределами рассматриваемой зоны дислокации в меловых толщах имеют другую морфологию и ориентировку. Более поздние тектонические движения фиксируются несогласиями в основании олигоцена (северная часть хр. Кумроч) и в середине олигоцена (южная часть Валагинского хребта). Заключительный этап формирования складчатой структуры Восточно-Камчатского антиклинория относится к концу миоцена, когда в Усть-Камчатском районе происходит надвигание меловых толщ Кумроча на западный борт Восточно-Камчатского синклинория. Безусловно, этот процесс способствовал активизации старых и заложению новых разрывов и в самом антиклинории, однако, судя по соотношениям меловых и третичных толщ на севере хр. Кумроч, олигоценые и миоценовые движения уступали по интенсивности раннепалеогеновым. Итак, тектоническая структура Восточно-Камчатского антиклинория формировалась в течение палеогена и миоцена с наиболее интенсивными движениями в палеоцене. В неогене структурообразовательные процессы наиболее активно проявились юго-восточнее, в синклинории.

КИНЕМАТИКА ФОРМИРОВАНИЯ РАЗРЫВОВ

В северной части хр. Кумроч складки не играют существенной роли в структуре верхнего мела. Эта структура обусловлена здесь серией субвертикальных разрывов, разделяющих блоки, сложенные различными фациями одновозрастных маастрихт-датских отложений, образующих субвертикальные или круто наклоненные на запад моноклинали с подошвой, всегда обращенной к востоку (см. рис. 3, профиль II). Эту специфическую деформацию можно свести к повороту каждого блока вокруг горизонтальной оси на 90° против часовой стрелки. Очевидно, что такая структура не могла сформироваться только в результате вертикальных движений. Очевидно также и то, что подобная структура не может сохраняться в глубоких горизонтах коры и является дисгармоничной по отношению к ним. Наконец, эта структура, где все пласты по-

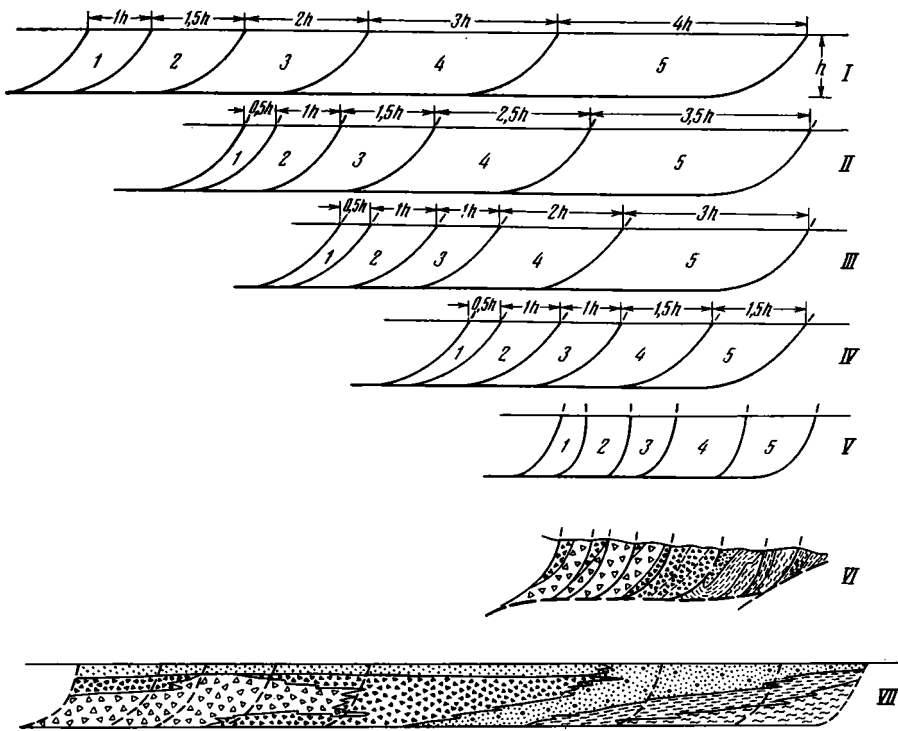


Рис. 4. Кинематическая схема формирования чешуйчатой структуры в северной части хр. Кумроч

I—IV — стадии образования чешуй в слоистой пластине мощностью h ; V — деформация чешуй при дополнительном сжатии; VI — схематический профиль северной части хр. Кумроч (см. профиль II на рис. 3); VII — строение маастрихт-датских толщ северной части хр. Кумроч до начала образования чешуй (см. рис. 2). Условные обозначения к VI и VII см. на рис. 1. Из схемы видно, что при заданной кинематике и геометрии чешуй минимальная ширина (на профиле — длина) блока, сокращение которого приводит к моноклиальному залеганию всего разреза, равна $2h$; ширина блока при этом сокращается вдвое. В меньших по ширине блоках верхние части разреза не сохраняются, а в более широких моноклиальная структура образуется только при большем относительном сокращении. Следует также подчеркнуть, что движения блоков могут быть и неодновременными: геометрия результирующих структур от этого не изменится

ставлены на голову, бесспорно свидетельствует о сжатии дислоцированных толщ и сокращении занимаемой ими площади. Такие дислокации связаны со срывом деформируемого слоя со своего основания и его горизонтальным сокращением по серии взбросов, оперяющих поверхность срыва. Кинематика движений по этим взбросам может быть различной, но в значительной степени должна сводиться к повороту блоков и трансформации горизонтального движения на глубине в вертикальные на поверхности с частичным размывом головных частей взбросовых чешуй¹. Геофизическая изученность восточных хребтов Камчатки не позволяет дать надежную оценку глубины предполагаемой зоны срыва, а стратиграфия и фации маастрихт-датских отложений не известны с той степенью детальности, которая позволила бы достоверно оценить сокращение площади деформированных пород. Некоторое приближение могут дать чисто геометрические прикидки. Если первоначальную структуру маастрихт-датских отложений представить как слоистую пластину мощностью h , то конечную структуру можно изобразить как серию фрагмен-

¹ Чисто геометрические соображения допускают и другое решение: основные разрывы были сформированы как пологие надвиги, и лишь потом весь пакет надвиговых пластин мог быть поставлен на голову с образованием ложной моноклинали. Однако подобная схема требует существования к востоку от Кумроча послемелового поднятия амплитудой не менее ширины «моноклинали», т. е. 25—30 км. На самом деле здесь располагались глубокие палеогеновые и миоценовые прогибы.

тов этой пластины, круто наклоненных в сторону, противоположную ее относительному движению (рис. 4). Поворот фрагментов пластины осуществляется за счет изгиба их головных частей. При такой схеме решающее влияние на размер сокращения чехла окажет соотношение первоначальной ширины (на профиле — длины) фрагментов и мощности пластины. Если ширина велика относительно мощности, велико и сокращение. Относительно узкие фрагменты при таком движении теряют верхние части своего разреза. Если, как это показано на рис. 4, разбивающие пластину взбросы имеют форму листовых поверхностей со средним углом 45° и если первичные блоки имели оптимальную ширину порядка $3h$, то конечная псевдомоноклиальная структура может быть получена уже при двукратном сокращении. Более крутое залегание слоев и взбросов, видимо, достигается за счет дополнительного сжатия и сокращения. Поэтому для получения структуры, близкой к структуре северной части хр. Кумроч, ширина исходной пластины слоистых пород должна была сократиться минимум втрое².

Безусловно, это только предельно упрощенная схема, но она объясняет ряд специфических черт строения северной части Кумроча: субвертикальное залегание и однородную ориентировку слоев, субпластовый характер большинства крупных разрывов, резкую смену фаций при переходе через них, отсутствие складок и слабое проявление за пределами зон разрывов мелких структур, связанных со сжатием, и, наконец, весьма ограниченное распространение здесь дроздовской свиты — верхнего члена маастрихт-датского разреза. Поэтому такую схему можно рассматривать как определенное приближение к реальности и как основу для грубой оценки возможной амплитуды сокращения чехла в северной части хр. Кумроч, которая должна быть примерно в 2 раза больше ширины самой складчатой зоны и достигать 50—60 км.

Глубина основной поверхности срыва, исходя из тех же геометрических построений, не может быть меньше ширины наиболее мощного моноклиального блока с субвертикальным залеганием пород, т. е. в данном случае меньше 4—5 км. Возможно, что в западной части хр. Кумроч эта поверхность совпадает с подошвой «вулканогенно-осадочного» слоя коры по ГСЗ, которая фиксируется здесь на глубинах 6—7 км [3].

Если внутренняя структура блоков определяется прежде всего складками, как в южной части Кумроча, то судить об ее изменении на глубине исходя из чисто геометрических соображений становится труднее. Однако, известно, что моновергентные зоны складок, сочетающихся с разрывами, параллельными их осевым поверхностям, в большинстве случаев также развиваются над субгоризонтальными срывами в основании складчатой зоны [14]. Поэтому система разрывов южной части хр. Кумроч, непосредственно продолжающая аналогичную систему разрывов его северной части, близка к ней не только по морфологии, а безусловно, и по кинематике образовавших ее движений. Здесь, как и на востоке о. Карагинского, большая часть продольных к структуре разрывов является крутыми чешуйчатыми надвигами с движением масс в восточном направлении. Возможно, что амплитуда надвигов здесь меньше, чем в северной части Кумроча, так как часть сокращения реализовалась путем интенсивной складчатости. Суммарная же амплитуда сжатия чехла, судя по соотношению различных фаций маастрихт-датских отложений, сохраняется примерно одинаковой от о. Карагинского на севере до южных частей Кумроча.

Таким образом, структура большей части Восточно-Камчатского синклинория рассматривается нами прежде всего как чешуйчато-надвиговая зона протяженностью свыше 700 км, в пределах которой чехол

² В этой схеме все слои при деформации сохраняют первичную мощность и соответственно длину в поперечном сечении. В данном случае такое допущение оправдано, так как в северной части хр. Кумроч вне узких зон разрывов деформации вулканогенно-осадочных толщ хапицкой свиты, слагающих около двух третей ширины хребта, не сопровождается кливажем, будинажем и другими явлениями, указывающими на послонное перераспределение материала.

геосинклинальных отложений сорван со своего основания и сжат с суммарной амплитудой сокращения порядка многих десятков километров. Близкие по морфологии и кинематике структуры известны в ряде складчатых областей. Одним из наиболее известных примеров подобной системы дислокаций является Скибовая зона Карпат.

ВОПРОСЫ ДИНАМИКИ

Источником сил, приводящих к срыву и сжатию чехла, может быть либо его гравитационная неустойчивость, либо горизонтальные движения фундамента. Гравитационная неустойчивость чехла возникает при его наклоне под влиянием вертикальных движений либо в результате инверсии плотностей в самом чехле, вызывающей в нем конвективные или, точнее, адвективные (по В. В. Белоусову) движения, направленные на восстановление равновесия [1]. Гипотеза глубинного диапиризма, вызванного такими движениями, подробно рассмотрена в работах В. Н. Шолпо на примере Большого Кавказа [13]. Анализ его материалов показывает, что зоны, подобные Восточно-Камчатскому антиклинорию, могли бы возникнуть на крыле глубинного диапира в качестве реакции на его внедрение в верхние малопластичные горизонты чехла. При этом возникает пара сил в вертикальной плоскости, так как в нижних горизонтах чехла должно существовать течение, направленное к ядру диапира. Но главную роль здесь все же будет играть непосредственное боковое сжатие. Поэтому должна будет наблюдаться вергентность структур, направленная от ядра диапира, в то время как интенсивность складко- и надвигообразования должна к ядру возрастать. Ядру диапира на поверхности должно соответствовать устойчивое, длительно развивающееся поднятие. Однако в нашем случае в тылу чешуйчато-надвиговой зоны находится не поднятие, а глубокая Центрально-Камчатская депрессия, возникшая, вероятно, уже в палеоцене. Это не позволяет считать глубинный диапиризм причиной формирования структуры Восточно-Камчатского антиклинория.

Другой причиной сжатия чехла, надвигообразования и складчатости может быть его гравитационное соскальзывание с поднятий в прогибы. При этом ряд исследователей полагают, что углы наклона, способные вызвать подобный процесс, могут быть весьма невелики ($1-2^\circ$), а наличие пластичной толщи в основании чехла хотя и облегчает деформацию, но не является обязательным [14]. Однако остается обязательным существование зоны растяжения, сопряженной с областью сжатия, откуда чехол должен быть частично или полностью удален. В нашем случае эта область должна опять-таки находиться к западу от антиклинория, где уже в палеоцене существовал прогиб, а не поднятие. Это накладывает существенные ограничения на возможность гравитационного происхождения складчато-надвиговых структур Восточной Камчатки, в особенности тех из них, которые формировались после начала палеоцена.

Наконец, структуры Восточно-Камчатского антиклинория могли возникнуть в результате сокращения поперечника складчатой зоны при направленном к западу движении блоков ее фундамента. Фактический материал не противоречит этой гипотезе, и в общем виде она может рассматриваться как рабочая. Однако в последние годы эта гипотеза часто приобретает более конкретное выражение, и чешуйчато-надвиговые зоны по периферии Тихого океана начинают рассматриваться как прямой результат движения литосферных плит. К таким зонам относятся, в частности, Береговые хребты Калифорнии, зона Торлесс в Новой Зеландии, кодыакский шельф Аляски. Здесь, так же как и на Восточной Камчатке, мощные геосинклинальные мезозойские или мезозойско-кайнозойские комплексы собраны в серию чешуй и складок с движением масс в сторону Тихого океана. В ряде работ они рассматриваются как древние «аккреционные призмы», сформированные над зонами субдукции океанических плит под окраины континентов [15—17].

Вряд ли подобная модель может объяснить генезис структур Вос-

точно-Камчатского антиклинория. Некоторые возражения против такой интерпретации высказывались и ранее. В частности, на Восточной Камчатке меловые и тем более третичные вулканогенно-осадочные комплексы резко отличаются от формаций современной переходной зоны и накапливались не на краю океанического ложа, а в прогибах, отдаленных от него ныне исчезнувшими поднятиями [9, 11]. Однако есть и чисто структурные особенности, из-за которых Восточно-Камчатский антиклинорий не может считаться древней аккреционной призмой. В последней угол наклона должен меняться от относительно крутого вблизи континента или островной дуги до очень пологого ближе к океану [8]. В восточных хребтах Камчатки подобной картины не наблюдается. Более того, в хр. Кумроч наиболее пологие структуры описаны в его юго-западной части, в тылу складчатой зоны. Наконец, согласно этой модели, складчато-надвиговые деформации должны быть сосредоточены в узкой зоне основания континентального склона глубоководного желоба. Поэтому, чтобы получить широкую зону интенсивных деформаций, необходимо длительное поддвигание океанической плиты и соскребание с нее осадков; получить интенсивные деформации одновременно на большой площади таким способом нельзя. В то же время формирование раннепалеогеновых складчато-надвиговых структур Восточно-Камчатского антиклинория происходило на фоне интенсивной складчатости, охватившей огромную территорию всей Корякско-Камчатской зоны. Поэтому прямая аналогия между структурами Восточно-Камчатского антиклинория и предполагаемой структурой современных глубоководных желобов совершенно неправомерна.

Очевидно, что высказанные соображения о динамике формирования структуры Восточно-Камчатского антиклинория пока имеют главным образом умозрительный характер, и решение вопроса требует прежде всего дополнительного фактического материала.

ВЫВОДЫ

1. Основу структуры Восточно-Камчатского антиклинория образуют крутые чешуйчатые надвиги. Большая часть чешуй осложнена сжатыми, часто опрокинутыми на восток складками.

2. Чешуйчато-надвиговая зона начала формироваться в начале палеогена на фоне складчатости, охватившей всю Камчатку. Олигоценные и миоценовые движения были менее интенсивными, достигая максимальных амплитуд юго-восточнее, в смежном синклинории.

3. Чешуйчато-надвиговые и складчатые структуры Восточно-Камчатского антиклинория образованы над нескрытой дневной поверхностью субгоризонтальной зоной срыва. При их формировании площадь вулканогенно-осадочного геосинклиналичного чехла сократилась в 2,5—3 раза.

4. Вероятной причиной возникновения зоны надвигов и складок было сокращение площади фундамента при движении его блоков на запад. Вместе с тем Восточно-Камчатский антиклинорий по своей структуре, так же как и по составу своих формаций, не может рассматриваться как аккреционный комплекс, связанный с субдукцией океанической плиты.

Литература

1. Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 150 с.
2. Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Т. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 734 с.
3. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
4. Марков М. С., Богданов Н. А., Колосков А. В. и др. Фундамент островных дуг и эвгеосинклиналей северо-востока Азии: Тез. докладов на международном симпозиуме «Офиолиты в земной коре». М.: Наука, 1973, с. 44—45.
5. Петрина Н. М., Шапиро М. Н., Бояринова М. Е. и др. Верхнемеловые и нижнепалеогеновые отложения восточных хребтов Камчатки.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1983, № 3, с. 47—61.

6. *Разницын Ю. Н., Соколов С. Д., Цуканов Н. В., Вишневская В. С.* Серпентинитовый меланж в структуре восточной части Кроноцкого полуострова.— Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 6, с. 1437—1441.
7. *Селиверстов В. А.* Офиолиты Восточной Камчатки.— В кн.: Петрология базитов островных дуг. М.: Изд. ИФЗ АН СССР, 1978, с. 177—239.
8. *Сили Д. Р., Вейль П. Р., Уолтон Дж. Дж.* Модель внутреннего склона глубоководного желоба.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир, 1978, с. 276—290.
9. *Шапиро М. Н.* Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки. М.: Наука, 1976. 124 с.
10. *Шапиро М. Н.* Надвиг Гречишкина на побережье Камчатского залива.— Геотектоника, 1980, № 3, с. 102—110.
11. *Шапиро М. Н.* Соотношение геосинклинального режима и режима островной дуги (на примере Камчатки).— Геотектоника, 1981, № 4, с. 104—119.
12. *Шапиро М. Н., Селиверстов В. А.* Тектоническая структура Восточной Камчатки на широте Кроноцкого полуострова.— Геотектоника, 1975, № 4, с. 85—94.
13. *Шолло В. Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 175 с.
14. *Ярошевский В.* Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 245 с.
15. *Landis C. A., Bishop D. G.* Plate tectonics and regional stratigraphic-metamorphic relation in the southern part of the New Zealand geosyncline.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, p. 2267—2284.
16. *Maxwell J. C.* Anatomy of an Orogen.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85, № 8, p. 1195—1204.
17. *Moore J. C.* Complex deformation of Cretaceous trench deposits south-western Alaska.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, p. 2005—2020.

Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта АН СССР
ИГО «Камчатгеология»

Поступила в редакцию
23.V.1983

УДК 551.24(55)

РОМАНЬКО Е. Ф., ШАРКОВСКИЙ М. Б.

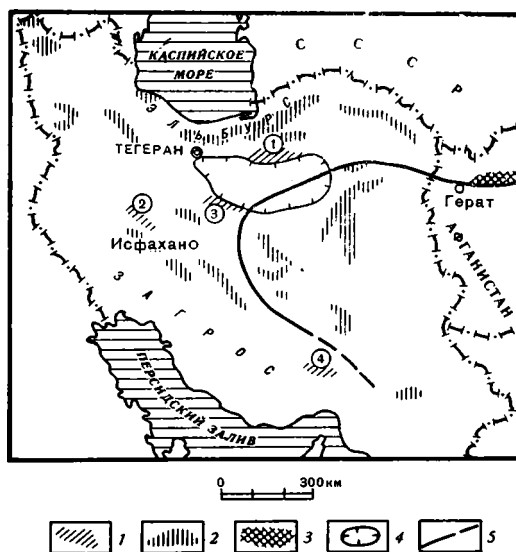
К ПРОБЛЕМЕ ГЕРЦИНИД В ИРАНском СЕГМЕНТЕ
СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

В Иране установлена зона распространения палеозойских отложений, испытавших метаморфизм в фации зеленых сланцев с возрастом 208—222 млн. лет. Этот комплекс метаморфитов резко отличается от известных на территории Ирана платформенных отложений палеозоя. Он располагается на западном продолжении герцинид советско-афганской части Средиземноморского пояса и может входить в ту же систему или рассматриваться в связи с локальными зонами растяжения — сжатия палеозойской платформы, формировавшимися в позднепалеозойскую — раннемезозойскую эпохи.

В последние годы среди исследователей геологии Ирана вызывает дискуссии вопрос о метаморфизме палеозойских комплексов. В этом регионе формирование палеозойских отложений до сих пор принято связывать с платформенной седиментацией [14], по которой реконструируется обстановка мелководного шельфа, являющегося северным обрамлением Аравийской платформы [1]. Именно эти карбонатно-терригенные отложения небольшой мощности, хорошо охарактеризованные фаунистически, постоянно фигурируют в региональных обзорах как показатель платформенного типа развития территории Иранского сегмента в палеозойскую эпоху [3, 6—8, 15 и др.]. Однако недавно обнаружилось, что в отдельных пунктах характер осадков в палеозойских комплексах заметно меняется и в них проявляется метаморфизм фации зеленых сланцев.

Выходов надежно датированных палеозойских метаморфических комплексов в Иране немного (рисунок), и в целом о них мало известно. Чаще всего породы датируются силуром — девоном, а метаморфизм их связывают с киммерийской или более ранними (каледонской или герцинской) эпохами [9, 10, 13, 14, 16, 17 и др.]. Представляет интерес открытие авторами нового района развития палеозойских метаморфитов в юго-западном обрамлении пустыни Дашт-е Кевир. Этот район в геологическом отношении является частью зоны Центрального Ирана [14]. Наиболее широко здесь развиты эоценовые вулканогенно-осадочные толщи наложенного Центрально-Иранского вулканического пояса и кроющая их красноватая олигоцен-миоценовая моласса, из-под которых местами обнажаются субплатформенные меловые карбонатные отложения и очень редко фрагменты предположительно юрской песчано-сланцевой толщи. Все эти образования составляют умеренно дислоцированный многоярусный чехол общей мощностью до 6000 м, который с резким несогласием перекрывает метаморфиты палеозойского основания. Последние прослежены по отдельным выступам в полосе протяженностью 150 и шириной 50 км, при этом зона их развития на севере, западе и юге скрывается в новейших впадинах.

Метаморфические породы выступают в горстах и вулканотектонических поднятиях, ориентированных вдоль общего простирания зоны, по названию которой они именуются метаморфитами Кух-е Дом. Главную роль среди них играют различные метаморфические сланцы с подчиненными прослоями темных кристаллических известняков, линзами метапесчаников и кварцитов, а также маломощными (до 150 м) залежами метавулканитов. Отмечается насыщенность сланцев жильным кварцем, а также наличие линзовидных обособлений углистого материала. Подсчитанная ориентировочно неполная мощность этих отложений составляет не менее 1,5 тыс. м. Они сложно дислоцированы, но крупные струк-



1 — районы развития палеозойских метаморфических пород в Центральном Иране: Торуд — Решм — Сахал (1), Буруджирд (2), Кух-е Дом (3), Эсфандагех (4); 2 — выходы платформенных отложений палеозоя; 3 — герцинский комплекс Северо-Западного Афганистана; 4 — Большая Кевирская депрессия; 5 — Герирудский и Большой Кевирский разломы

туры из-за фрагментарности выходов не поддаются расшифровке. Отчетливо документируются только пакеты мелких опрокинутых и лежащих складок. В целом сланцеватость совпадает со слоистостью и имеет преимущественно северо-западное или субширотное простирание при падениях к СВ и ССВ. Отмечаются случаи перекрестной сланцеватости. Некоторые структурные элементы метаморфитов (складки, изгибы, системы нарушений) иногда согласуются с таковыми в породах чехла, отражая более поздние дислокации (предмеловые или альпийские).

Изучение вещественного состава пород, проведенное Л. Н. Морозовым, показывает, что они метаморфизованы преимущественно в условиях низкотемпературной хлорит-мусковитовой субфации, иногда сохраняют реликты исходных структур и характеризуются следующими парагенезисами: метапелиты (филлиты и сланцы различного состава) — $Kв + Му + Хл$, $Kв + Аб + Му + Хл$, $Kв + Аб + Хл + Хлд$, $Kв + Аб + Хл + Акт$, $Kв + Аб + Эп + Хл$; карбонатные породы (кристаллические известняки, мраморы) — $Ка \pm Му \pm Аб \pm Кв$; метавулканы (хлоритовые и эпидот-актинолит-хлоритовые сланцы) — $Аб + Эп + Акт + Хл \pm Му \pm Кв$. Метапелиты и карбонатные породы нередко содержат включения углеродистого вещества. Химический состав метапелитов отличается высокими содержаниями SiO_2 (54—60%), низкими отношениями $CaO : MgO$ и $Na_2O : K_2O$, что свидетельствует о зрелости терригенного материала осадков. Среди глинистых пород устанавливается присутствие гидрослюдистых и каолиновых разностей. Метабазиты представлены недосыщенными кремнеземом разностями натрового типа с высоким цветовым индексом.

Возраст данных отложений ранее считался докембрийским [12]. Нами в прослоях известняков среди сланцев в целом ряде пунктов собраны остатки криноидей, которые, по заключению Г. А. Стукалиной, более всего близки к позднепалеозойским формам. Геохронологические датировки метаморфических сланцев по K/Ar показали 222 ± 10 и 208 ± 8 млн. лет. Таким образом, возраст исходных отложений с учетом перекрытия их меловыми и, видимо, юрскими породами достаточно уверенно можно считать палеозойским, а метаморфизм связывать с тектоническими деформациями в начале мезозоя. Следы более ранних (раннегерцинских?) движений установлены серией изотопных датировок ин-

тервала 300—390 лет в докембрийских метаморфитах примыкающего с востока (через офиолитовый шов) Анарек-Хурского массива [5]. Эти даты могут фиксировать зарождение геосинклинального трога позднепалеозойской зоны Кух-е Дом. Примечательно также, что именно у границ зоны Кух-е Дом и Анарек-Хурского массива в Нахлакских горах [11] описан необычный для Ирана разрез грубообломочных триасовых отложений, видимо, принадлежащий орогенной моласе, формирование которой последовало за складчатостью в зоне Кух-е Дом.

Заметим, что зону метаморфитов Кух-е Дом и байкальский Анарек-Хурский массив разделяет региональный Большой Кевирский разлом, который, плавно изгибаясь к СВ, уходит на территорию Афганистана, где его продолжением является Герирудский, или Главный Гиндукушский разлом. Этот последний там также является южной границей герцинских сооружений Паропамиза — Западного Гиндукуша [7, 8], рассматриваемых А. А. Беловым в качестве раннекиммерийской складчатой зоны позднепалеозойского Тетиса [1], или, по представлениям В. И. Дронова и др. [2], активизированной южной части эпираннекиммерийской платформы Северного Афганистана. Можно полагать, что зона метаморфитов Кух-е Дом совместно с близкими и явно увязывающимися с ней структурно метаморфитами Торуда — Решма — Сахала по северному борту Большой Кевирской депрессии [10, 17] составляет часть западного продолжения системы герцинид, или ранних киммерид, которая протягивается от Северного Памира через Гиндукуш, Паропамиз в Центральный Иран. По своему составу, возрасту, стилю и времени деформаций и метаморфизма центральноиранские палеозойские метаморфические комплексы напоминают, в частности, палеозойский дарваз-сарыкольский комплекс Северного Памира [4], а также нижнепермские толщи различных метаморфических сланцев (иногда углистых) Западного Гиндукуша [2]. В отличие от советско-афганского отрезка герцинид, где в альпийскую эпоху имели место исключительные по своим амплитудам новейшие поднятия, придавшие этим структурам яркое орографическое выражение в виде высочайших горных цепей, в Центральном Иране, напротив, преобладали относительные опускания с образованием наложенных впадин, которые могли нарушить и замаскировать их западное продолжение.

Неясность пространственного распределения палеозойских метаморфических комплексов в Иране допускает и другую интерпретацию геологических обстановок проявления палеозойского и раннемезозойского метаморфизма. Заметно, что эти комплексы тяготеют к зонам крупных разломов, сопровождаются изменением фациального состава и мощности исходных отложений, появлением основных вулканитов или протрузий ультрамафитов (зона метаморфитов Баязех к юго-востоку от Анарек-Хурского массива в Центральном Иране, выявленная Ю. С. Перфильевым, метаморфиты района Эсфандагех на юге страны ([13] и др.). Эти участки формирования палеозойских метаморфических комплексов могли быть зонами кратковременных растяжений рифтогенного типа — отсюда локальность и пятнистость их площадного распределения.

Дальнейшее сравнительное изучение зон метаморфизма палеозойских отложений в сочетании с анализом региональных доальпийских структур Иранского сегмента позволит решить, какой из этих версий следует отдать предпочтение. Может быть, для разных структур обе они окажутся справедливыми.

Литература

1. Белов А. А. Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
2. Геология и полезные ископаемые Афганистана/Под ред. Абдулы Ш., Чмырева В. М., Дронова В. И. Кн. I. Геология. М.: Недра, 1980. 535 с.
3. Мурагов М. В. Структура складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса.— Геотектоника, 1969, № 2, с. 3—21.

4. Романько Е. Ф., Чернер Э. С. К геологии метаморфических толщ средней части Памира.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11, с. 34—43.
5. Романько Е. Ф., Морозов Л. Н. Анарек-Хурский массив в Центральном Иране: структура и история формирования.— Геотектоника, 1983, № 1, с. 96—103.
6. Степанов Д. Л. Стратиграфия палеозоя Ирана.— Бюл. МОИП. Сер. геол., 1969, т. XIV, вып. 1, с. 5—16.
7. Хаин В. Е. Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока (статья вторая).— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1969, № 1, с. 3—20.
8. Хаин В. Е., Кац Я. Г., Селицкий А. Г. Тектоническое районирование и основные черты современной структуры альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока (статья 1 — западный сегмент).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1973, № 3, с. 3—17.
9. Хушманзаде А. Этапы докембрийского метаморфизма в Иране.— В кн.: Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 261—266.
10. Хушманзаде А. Геологический отчет по району Торуд (Иран). Сер. геол. Обзор Ирана, 1978, с. 17—134 (на фарси).
11. Davoudzadeh M., Seyed-Etami K. Stratigraphy and Paleontology of the Triassic Nakhlak Group, Anarak Region, Central Iran.— GSI, 1972, Rept., № 28, p. 5—28.
12. Geological Map of Iran, 1 : 1 000 000, NIOC, Teheran, 1977.
13. Zabzehei M. Les melanges ophiolitiques de la region d'Esfandagheh (Iran meridional). Etude petrographique et structural. Thes. a l'Univers. de Grenoble, 1974.
14. Stöcklin J. Structural History and Tectonics of Iran.— Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1968, v. 52, No 7, p. 1229—1258.
15. Stöcklin J. Stratigraphic Lexicon of Iran, Pt 1: Central, North and East Iran.— GSI, 1971, Rept., № 18. 338 p.
16. Thiele O. Zum alterder Metamorphose in Zentral Iran.— Mitt. Geol. Gesellsch. in Wien, 1965, B. 58, p. 87—101.
17. Thiele O. Zur Petrographic, Stratigraphic und Tektonik des Gebietes Chah Shirin — Sahal im Norden der Grossen Salwüste (Iran).— Jahrb. Geol. Bayer. Acad. Wissenschaft. Wien, 1970, B. 133, p. 247—265.

Объединение «Зарубежгеология»,
Москва

Поступила в редакцию
29.VI.1983

УДК 551.248(571.1)

РАГОЗИН Л. А.

ЭПИЗОДЫ ТЕКТОГЕНЕЗА НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО ЭТАПА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Фазы, подфазы, эпизоды и микроэпизоды тектогенеза неотектонического этапа Западной Сибири приурочены к границам разномасштабных тектоно-седиментационных комплексов, имеющих сложное циклическое строение. Между фазами тектогенеза, разделенными сравнительно длительными отрезками времени, порядка 10—25 млн. лет, происходили менее интенсивные и более короткие импульсы тектонической и магматической активности в виде подфаз, эпизодов и микроэпизодов. Согласно закону геологической ретроспективы, в силу неполноты геологической летописи в ней сохраняются следы только таких проявлений неотектоники, интенсивность которых в прошлом была сильнее последующих, более молодых движений литосферы. Опыт изучения неотектоники должен быть положен в основу аутотектоники для реконструкции более древних тектонических режимов.

Начало неотектонического этапа в Западной Сибири связано с усилением поднятий Алтае-Саянских горных сооружений и перестройкой структурного плана Западно-Сибирской плиты [17]. Это привело в олигоцене к регрессии чеганского (тавдинского) моря и образованию неотектонического структурного этапа. На протяжении неотектонического этапа предыдущие исследователи [10] выделяли только однородные по рангу фазы тектогенеза, но затем оказалось, что среди них можно различать по характеру своего проявления более сильные и более слабые импульсы [16]. Такие разномасштабные пульсации неотектонических движений в Западной Сибири проявлялись на границах стратиграфических подразделений, отражающих разные этапы тектонического развития и цикличность процесса литогенеза. О ранге этих литологических циклов, разделенных проявлениями тектогенеза, можно судить по данным А. Н. Сидоренкова и его соавторов [19], а также по результатам работ И. А. Вылцана [5], установившего закономерную связь между продолжительностью скрытых перерывов на границах циклов с длительностью самих циклов. На этом основании можно полагать, что крупным тектоно-седиментационным циклам соответствуют наиболее продолжительные перерывы, мелким, наоборот, небольшие перерывы в осадконакоплении. Изученная А. И. Сидоренковым и его соавторами [19] система разномасштабной тектонической цикличности и корреляции стратиграфических рубежей с тектоническими импульсами Западной Сибири хорошо увязывается, по данным С. А. Несмеянова [12], с тектонической ритмичностью неотектонического этапа сопредельных территорий Казахстана и Средней Азии, где также установлена строгая корреляция стратиграфических рубежей и тектонических фаз. Импульсные проявления неотектонических движений значительно отличаются друг от друга не только по частоте и продолжительности четко обособленных интервалов времени их проявления, но и по амплитуде вертикальных движений, интенсивности и глубине размыва. Последний зависит не только от скорости поднятия, но и от времени, в течение которого происходило данное поднятие.

Наиболее продолжительными интервалами порядка 10—15 млн. лет разделяются три главные фазы тектогенеза неотектонического этапа — предатлымская, предабросимовская и предчочковская (табл. 1). Первые две определили глубокие денудационные срезы и главные особенности тектонического режима первого алтайского подэтапа, в течение которого в процессе неравномерных колебательных

Ранги тектогенеза неотектонического этапа Западно-Сибирской плиты

События тектогенеза			Ранги тектогенеза и частота их проявления, млн. лет				Геологический возраст							
циклы	этапы	подэтапы или эпохи	фазы 10,0—25,0	подфазы 3,0—5,0	эпизоды 0,1—1,0	микроэпизоды 0,01—0,03								
Альпийский	Неотектонический	обь-иртышский	Предкочковская	Предсмирновская	Предзырянский	Голоценовый	Голоцен		Четвертичный					
						Позднезырянский Среднезырянский	Поздний	Плейстоцен						
						Тазовский Предсамаровский	Средний							
		Предфедосовский				Ранний								
		алтайский				Предабросимовская	Предавлодарская	Предтаволжанская Предбещеульская				Плиоцен		Неоген
												Миоцен		
Преднеотектонический	ларамийская		Предатлымская	Преджуравская Предновомихайловская			Олигоцен		Палеоген					
							Эоцен							

движений Западно-Сибирской плиты, опускания значительно преобладали над поднятиями. Все это обусловило накопление наложенной толщи осадков мощностью от 250 до 500 м, начинающейся в своем основании олигоценными (атлымской, новомихайловской и журавскими) свитами, которые перекрываются миоценовыми (абросимовской, бещеульской и таволжанской) свитами. Увенчивается этот комплекс осадков плиоценовой павлодарской свитой. Разделяются эти свиты скрытыми несогласиями, по которым можно судить об импульсах движений, разделенных меньшими интервалами времени, измеряемыми от 3 до 5 млн. лет. Они характеризуются меньшей величиной денудационного среза. Для обозначения таких более слабых по сравнению с фазами тектогенеза проявлений тектоники Ю. Г. Леонов и В. Е. Хаин [10] вслед за С. Н. Бубновым [3] употребляют термин «подфаза тектогенеза». Последний вполне пригоден для наименования приведенных выше менее энергичных неотектонических движений. Большинство таких неотектонических подфаз тектогенеза проявились в Алтайский подэтап. В олигоцене установлены предновомихайловская и журавская подфазы, а в неогене — предбещеульская, предтаволжанская и предпавлодарская. В палеогеографическом отношении Алтайский подэтап характеризуется окончанием регрессии чеганского моря, затем развитием крупных пресноводных водоемов и последующим их распадом. В олигоцене пользуется распространением терригенно-мезомиктовая лигнитоносная формация, которая в миоцене сменяется терригенно-полимиктовой пестроцветной гипсоносной формацией, развитие которой продолжается до среднего плиоцена включительно.

Второй, обь-иртышский подэтап неотектонического этапа начинается предкочковской фазой тектогенеза, вызвавшей глубокий денудационный срез и определившей новый структурный план Западно-Сибирской плиты. Как отмечает М. Я. Рудкевич [18], произошел перекоп и поворот плиты по субширотному шарнирному упору, расположенному в области Сибирских увалов. Территория к югу от этого шарнира оказалась вовлеченной в зону поднятий, где в процессе колебательных движений поднятия стали преобладать над опусканиями, что привело к формированию вложенных в основном террасовых комплексов осадков. Только севернее Сибирских увалов Западно-Сибирская плита продолжала испытывать общее погружение. Резко меняются условия литогенеза. Стала развиваться терригенно-полимиктовая сероцветная формация [17].

На протяжении этого последнего подэтапа зафиксирована только одна, предсмирновская подфаза. Она подразделяется на более мелкие импульсы, которые разделяются еще меньшими интервалами времени от 0,1 до 1,0 млн. лет. Эти более слабые проявления неотектоники обуславливали не денудационные срезы, а только эрозионные врезы. Им отвечают соответственно более мелкие стратиграфические подразделения, свойственные плейстоцену. Для обозначения таких мелких импульсов, более дробных, чем подфазы тектогенеза, Ю. Г. Леонов и В. Е. Хаин [10] предлагают удачный термин «эпизод тектогенеза». В отличие от вышеупомянутых авторов, для выделения эпизодов тектогенеза нами предлагаются не только качественные, в значительной степени субъективные признаки, но и дополнительная количественная их оценка. Последняя производится, во-первых, путем определения интервалов времени, разделяющих пики их проявлений, во-вторых, путем точного измерения сравнительной глубины эрозионного вреза, обусловленного тем или иным эпизодом тектогенеза. При наличии детальных геологических разрезов глубину эрозионного вреза, с некоторой поправкой на местные условия, можно оценить в метрах [15]. В Западной Сибири эпизоды тектогенеза выявлены только на протяжении обь-иртышского подэтапа. В начале раннего плейстоцена проявляются предфедосовский эпизод, в среднем плейстоцене — предсамаровский и тазовский, а в позднем плейстоцене — предзырянский. С этими эпизодами связано восходящее геоморфологическое развитие в условиях

преобладания поднятий над опусканиями не только Горного Алтая, но и южной части Западно-Сибирской равнины, о чем свидетельствуют хорошо выраженные высокие надпойменные террасы с вложенными литологическими комплексами. Кроме того, после предфедосовского эпизода тектогенеза произошли существенные изменения в литогенезе. В частности, исчезают красновцы, которые в конце плицена продолжали еще места формирования, и наступает полное господство сероцветной терригенно-полимиктовой формации [17].

Последний, предзырянский эпизод, подобно пасаденской группе фаз тектогенеза в Калифорнии, подразделяется на еще более слабые импульсы неотектоники, названные нами микроэпизодами тектогенеза. Такое наименование подчеркивает их близость к эпизодам тектогенеза. Микроэпизоды характеризуются тем, что они разделяются сравнительно небольшими, наиболее короткими промежутками времени — от 0,01 до 0,03 млн. лет. С ними связаны самые слабые из установленных до сих пор импульсивные проявления неотектонических движений, приведшие в пределах Западной Сибири к неглубоким эрозионным врезам и образованию низких надпойменных террас.

Иерархия разнохарактерных неотектонических импульсов основана не только на убывающих масштабах времени их проявления. Она подтверждается, кроме того, как уже указывалось, различной интенсивностью движений, о которых в случае поднятий можно судить по глубине эрозионного вреза, в случае опусканий — по мощности соответствующих отложений. В качестве примера можно привести график проявлений неотектонических движений Тобольского Прииртышья, образующего западную часть крупной неотектонической структуры Васюганской гряды (рис. 1, 2). Предлагаемая кривая построена по известной методике, основанной на положении, что мощности осадков и глубина эрозионных врез с некоторой поправкой пропорциональны соответственно опусканиям и поднятиям [15]. Не так давно это положение являлось дискуссионным главным образом по отношению к четвертичным ледниковым образованиям. В настоящее время оно находит свое подтверждение в многочисленных региональных наблюдениях. Так, например, глобальное влияние региональных колебательных движений на развитие речных долин и речных террас отмечает А. А. Асеев [1]. К такому же выводу пришел И. П. Герасимов и соавторы [6] на основании морфоструктурного анализа речной сети СССР. При этом никаких признаков воздействия на речную сеть гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана эти авторы не обнаружили. Может быть, причина этого заключается в том, что на севере Евразии в антропогене периодически развивался Панарктический ледниковый панцирь, край которого в шельфовой зоне, по Ю. И. Возовику [4], достигал мощности до 3000 м. После его распада, происшедшего 17—18 тыс. лет назад, остаточные гляциоизостатические движения, а также опускающиеся океаны, которые, по Н. И. Николаеву [13], изостатически уравнивали огромное вздутие Азиатского материка, как-то взаимно компенсировались. Поэтому амплитуда колебаний главного базиса денудации была сравнительно небольшой и настолько затухавшей расстоянием свыше 2000 км, что не оказывала заметного воздействия на Тобольское Прииртышье.

Главным фактором в литогенезе Западной Сибири являлась неотектоника. Такой вывод находит себе подтверждение в том, что основные этапы в развитии речных долин Обь-Иртышского и Волго-Камского бассейнов, по А. А. Асееву [1], совпадали во времени на протяжении плицена и антропогена. Так, например, в этих бассейнах, имеющих различные базисы денудации, один из которых располагается на севере, в области Ледовитого океана, а другой — на юге, в восточной части Средиземного бассейна, отчетливо проявляются глубокие, постепенно затухающие эрозионные врезы: предкочковский или предакчагыльский, предмирновский или предапшеронский, предплейстоценовый или валлахский, предсамаровский, рисский или бакинский, предзырянский

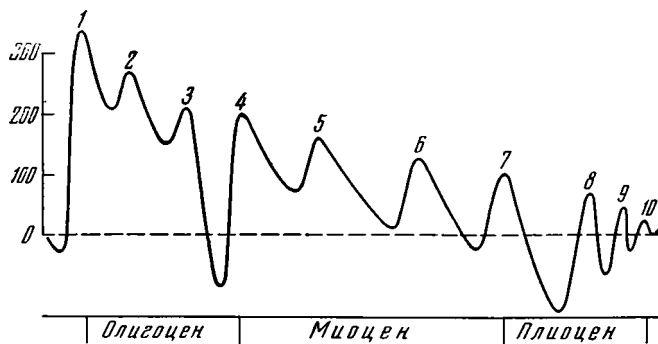


Рис. 1. График проявления неотектонических движений Тобольского Прииртышья в олигоцене и неогене:

0 — уровень водораздела; 100, 200, 300 — неотектонические движения, м; 1, 4, 8 — фазы; 2, 3, 5, 6, 7, 9 — подфазы; 10 — эпизод; 1—3 — олигоцен; 4—6 — миоцен; 7—9 — плиоцен; 1—7 — алтайский подэтап; 8—10 — обь-иртышский подэтап 1 — предатлымская фаза, 2 — предновомихайловская подфаза, 3 — преджуравская подфаза, 4 — предабросимовская фаза, 5 — предбещеульская подфаза, 6 — предтаволжанская подфаза, 7 — предпавлодарская подфаза, 8 — предчочковская фаза, 9 — предсмирновская подфаза, 10 — предфедосовский эпизод

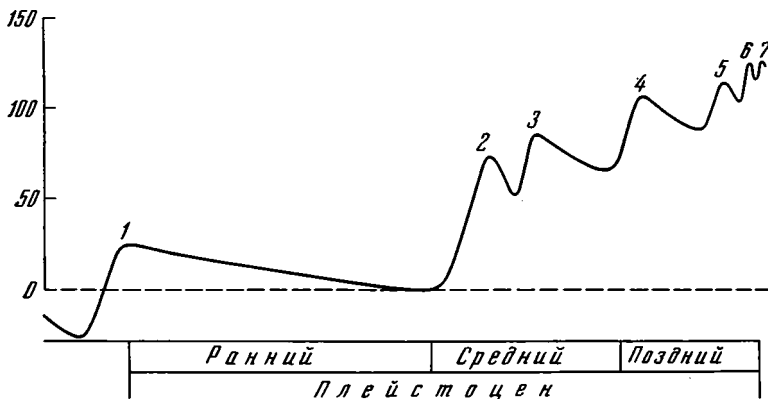


Рис. 2. График проявления неотектонических движений Тобольского Прииртышья в плейстоцене:

0 — уровень водораздела; 50, 100, 150 — неотектонические движения, м; 1—4 — эпизоды; 5—7 — микроэпизоды; 1 — ранний плейстоцен; 2—3 — средний плейстоцен; 4—6 — поздний плейстоцен; 7 — голоцен; 1—7 — обь-иртышский подэтап 1 — предфедосовский эпизод, 2 — предсамаровский эпизод, 3 — тазовский эпизод, 4 — предзырянский эпизод, 5 — среднезырянский микроэпизод, 6 — позднезырянский микроэпизод, 7 — голоценовый микроэпизод

или вюрмский. Очевидно, что в данном случае главную роль в колебаниях конечных базисов эрозии играли не эвстатические колебания уровня Мирового океана, а неотектоника.

Неотектонические колебательные движения Западно-Сибирской плиты, если они достигали интенсивности, способной регулировать угол наклона русла, влияли на живую силу реки, увеличивая или уменьшая ее не в прямой пропорции, а в квадрате, так как это касается изменения скорости течения. Другие факторы имели второстепенное значение. Даже климатические изменения, оказавшие влияние на массу воды, приобретали первостепенное значение только в зоне оледенения, где нарушался нормальный гидрологический режим [15]. Непосредственное влияние современных колебательных движений на режим водотоков убедительно показали Н. С. Благоволин и соавторы [2], проводившие геоморфологические исследования на геодинамических полигонах. Они установили, что современным поднятиям реперов соответствует взрез русел, а опусканиям — аккумуляция наносов. Что же касается ледни-

ковых отложений, то их развитие, как показали прибалтийские геологи, также в значительной степени связано с неотектоникой, которая в литогенезе кайнозоя всегда оставалась ведущим фактором [9]. В. Е. Хаин [21] пишет, что теперь не вызывает сомнений всеобщее значение цикличности осадконакопления в формациях любого типа, в которых она проявляется в связи с колебательными движениями.

На рис. 2 видно, что три фазы — предатлымская, преабросимовская и предкочковская отличаются наибольшими амплитудами колебательных движений, а микроэпизоды — наименьшими. Подфазы и эпизоды занимают между ними промежуточное положение. При этом амплитуды движений подфаз всегда больше амплитуд эпизодов. Кроме того, степень интенсивности движений находит свое отражение, как было указано выше, в палеогеографических изменениях. В качестве специфических особенностей неотектоники Западно-Сибирской плиты необходимо отметить, что по сравнению с Алтайской складчатой областью происходит значительное запаздывание восходящего развития современного рельефа, когда море и обширные континентальные бассейны окончательно регрессировали. На Алтае восходящее развитие вплоть до образования горного рельефа началось задолго до неотектонического этапа. Совершенно иначе развивалось Обь-Иртышское междуречье. В течение Алтайского неотектонического подэтапа там формировались наложенные друг на друга в стратиграфической последовательности литологические комплексы, разделенные скрытыми несогласиями. Их образование происходило в условиях колебательных движений при преобладании опусканий над поднятиями. Только после предкочковской фазы в обь-иртышской подэтап наступает резкий перелом. Коренным образом меняется направленность неотектонического процесса. Стали преобладать поднятия над опусканиями, как это можно видеть на рис. 2. Под влиянием эпизодов и микроэпизодов тектогенеза в четвертичное время начали образовываться не наложенные, а вложенные, прислоненные друг к другу террасовые литологические комплексы, разделенные размытыми. Они обычно хорошо выражены в рельефе и образуют ряды надпойменных террасовых лестниц.

Сложность геодинамического процесса, каким является фаза тектогенеза, отмечал еще С. Н. Бубнов [3]. Он подчеркивал, что фаза Г. Штилле является не единым толчком, а суммой следующих друг за другом разделенных во времени толчков, которые все вместе составляют активный эпизод в истории Земли. Ю. Г. Леонов и В. Е. Хаин [10] также полагают, что крупные фазы тектогенеза слагаются из более мелких, а последние, в свою очередь, из еще более коротких импульсов или эпизодов. Все они являются проявлениями сложной волновой природы тектонических процессов. Крупные неотектонические волны в виде двух подэтапов или эпох неотектонического этапа на территории Западной Сибири, как было показано выше, осложняются фазами, подфазами, эпизодами и микроэпизодами тектогенеза. Последние, по-видимому, не являются самыми элементарными проявлениями импульсов неотектоники, если судить по характеру проявления современных движений литосферы. Среди последних, например, Н. С. Благоголин и соавторы [2] выделяют группу вековых движений с периодом в 700 лет. О возможном проявлении более крупных ритмов, например с частотой порядка 2000 лет, можно судить по другим регионам. С таким периодом протекали вулcano-тектонические опускания и поднятия развалин храма Сераписа на берегу Неаполитанского залива, локальное усиление которых связано с жизнью магматического очага в районе Флегрейских полей.

Наиболее мелкие, сложные короткопериодические колебания литосферы выявлены на Байкальском геодинамическом полигоне. По данным Э. Э. Фотиади и соавторов [20], они характеризуются знакопеременной ритмичностью с квазипериодами в 2—4 года, установленными в процессе наблюдений над современными деформациями земной поверхности.

Схема соотношения фаз неотектоники и вулканизма Хангая

Геологический возраст*		Речные террасы (высота, м) и стратиграфические подразделения	Фазы (ф), подфазы (пф), эпизоды (э), микроэпизоды (мэ) неотектоники	Возрастные генерации эффузивов	Возраст базальтов, млн. лет	
Четвертичный	Голоцен	П	Пойма	Хоргинский (мэ)	Хоргинская	0,005
		Р	I 3—4	Голоценовый (мэ)	Терхин-цаганнурская	0,01
		Р	II 5—6	Позднезырянский (мэ)	Тариатская	0,02
	Плейстоцен	П	III 10—11	Среднезырянский (мэ)	Сумеин-гольская	0,04
		Р	IV 25—30	Предзырянский (э)	Дзала-тологойская	0,12
		С	V 50—60	Тазовский (э)	Мандалская II	0,2
		С	VI 70—80	Предсамаровский (э)	Мандалская I	0,3
Неоген	Плиоцен	Р	VII 100—120	Чулутунгольский (э) (предфедосовский)	Чулутунгольская	0,7
		П	Туингол	Предтуингольская (пф) (предсмирновская)	Мурэнская	1,8
		С	Шамар	Предшамарская (ф) (предкочковская)	Орхонская	4,2
	Мiocен	Р	Алтан-тэли			
		П	Верхний ошин	Хануйская (пф) (предвалдарская)	Хануйская	11,0—12,5
		С	Нижний ошин	Предошинская (пф) (предтаволжанская)	Дзабханская	16,0
		Р	Лоо	Предлооская (пф) (предбещеудльская)	Туингольская	20,0
Палеоген	Оligоцен	Р	Агыспе	Предагыспейская (ф) (предабросимовская)	Тацингольская	24,0—25,0
		П	Шанд-гол	Татал-гольская (пф) (преджуравская)	Татал-гольская	28,0—32,0
		С	Эригилин-дзо			
		Р		Предэригилиндзойская (ф) (предатлымская)		
Эоцен	П	Ула-усу				

* П — поздний, С — средний, Р — ранний

Орогеническая активность, проявившаяся в неотектоническом этапе на территории Западной Сибири, совпадает в общих чертах с возрастными генерациями эффузивов Байкальской рифтовой зоны. Наиболее отчетливо это наблюдается в пределах ее южной части, на Хангайском нагорье Монголии, где неотектонический этап отличается активным вулканизмом [14]. В табл. 2 приводится схема соотношений неотектонических фаз тектогенеза и фаз вулканизма Хангая. Возрастные даты олигоценых и неогеновых излияний, полученные калий-аргоновым методом, даны по Е. В. Девяткину [7]. Абсолютный возраст четвертичных эффузивов дается по соотношению с местным и региональным стратиграфическими подразделениями Сибири, датировки которых заимствованы у С. А. Несмеянова [19]. Оказывается, что разномасштабные импульсы неотектоники как Хангая, так и Западной Сибири сопровождались не только изменениями палеогеографической обстановки, состава и мощности накапливающихся осадков. Они вызывали значитель-

ную перестройку структуры литосферы, а в Байкальской рифтовой зоне им соответствовали фазы оживления вулканической деятельности. Все это подтверждает вывод В. Е. Хаина [21] и Б. И. Дмитриевой [8] о синхронности изменений характера колебательных движений на платформах и прилегающих к ним подвижных зон. О сопряженном развитии тектоно-магматических процессов и одновременности тектонических движений платформ и орогенов пишет Н. И. Николаев [13], который видит в этом проявление закона смежности А. П. Карпинского.

Дальние стратиграфические корреляции дают возможность сопоставить, как это делают, например, А. И. Сидоренков и соавторы [19], фазы тектогенеза Западной Сибири с проявлениями неотектонических движений других территорий. Так, предатлымская фаза тектогенеза по времени своего проявления совпадает с пиренейской, а предабросимовская — с савской. Предбещеульская подфаза, возможно, соответствует древнештирийской, а предтаволжанская — юноштирийской. Предпавлодарская подфаза хорошо сопоставляется с аттической, а крупная предчочковская фаза — с преакчагыльской или восточно-кавказской, обусловившей регионально проявившийся врез не только на Кавказе, но и на востоке Русской плиты. Предсмирновская подфаза, по-видимому, отвечает предапшеронской или ронской. Предфедосовский (предплейстоценовый) эпизод тектогенеза на границе палеомагнитных зон четко сопоставляется с валахской фазой неотектоники. Количество импульсов и интенсивность их проявления может быть различной в зависимости от тектонической активности отдельных структур. Так, например, в неогене Калифорнии установлено до 40 несогласий, которые соответствуют пяти-шести глобальным фазам Штилле. Более или менее полное совпадение характера проявления фаз тектогенеза неотектонического этапа может быть только в регионах, сходных по типу тектонических структур или расположенных по соседству, например Западно-Сибирская плита и Алтае-Саянские горные сооружения. В зависимости от активности тектонических структур меняется конкретное выражение фаз и эпизодов тектогенеза. В молодых горных сооружениях они могут проявиться в форме углового несогласия или фазы вулканизма; на платформах — в виде скрытого несогласия или резкой смены фаций, фиксирующих перерыв в осадконакоплении. Масштабы таких перерывов могут быть самыми различными (от диастем до крупных стратиграфических несогласий) в зависимости от ранга проявления неотектонического импульса — фазы или эпизода. Тем не менее даже самые мелкие из них, как эпизоды или микроэпизоды, играли важное значение в геологической истории.

Г. Ф. Мирчинк [11], впервые отметивший следы проявления установленной им бакинской фазы (предсамаровский эпизод тектогенеза) на территории Восточно-Европейской платформы, писал, что эта фаза может служить дополнительным критерием для отдаленных региональных стратиграфических сопоставлений и палеогеографических выводов. Такое заключение является справедливым и по отношению к другим фазам и эпизодам тектогенеза неотектонического этапа, в течение которого, как отмечает Н. И. Николаев [13], фазы тектонической активности проявлялись повсеместно и синхронно на огромных территориях. Все это свидетельствует в пользу их планетарной природы и глобального механизма, генерирующего эти движения в районах, удаленных на тысячи километров. Процессы тектогенеза, геоморфогенеза и седиментогенеза и идут одновременно при ведущем значении первого [13].

Разнообразие импульсивных проявлений неотектоники необходимо правильно оценить с точки зрения закономерностей геологической ретроспективы [17], согласно которым сохранившиеся в геологической летописи каменные документы неравноценны по своему значению. Масштабность процессов, о которых они свидетельствуют, увеличивается по мере удреждения их геологического возраста. В отдаленном геологическом прошлом мелкие детали явлений обычно не различаются, поэтому фиксируются только наиболее крупные события геологической

истории. Высокие пики их проявлений заслоняют собой протекавшие ранее незначительные изменения лика Земли. По мере углубления в геологическое прошлое, на первый взгляд, происходит увеличение масштабов всех геологических явлений. Но это впечатление кажущееся. На самом деле наряду с грандиозными событиями в далеком прошлом также имели место незначительные проявления геологической деятельности, но их слабые следы неминуемо и неуклонно разрушались и стирались позднейшими крупными процессами. Этим объясняется неполнота геологической летописи, сохранившей документы только выдающихся событий в виде, например, углового или значительного скрытого несогласия, обусловленного сильной фазой тектогенеза. Большое лучше видится на расстоянии, сквозь призму времени. Вблизи, лицом к лицу с грозным явлением природы не всегда можно оценить его крупные масштабы и соразмерить с аналогичными процессами, протекавшими или в современное время, или на протяжении геологической истории. Поэтому нельзя крупную фазу неотектонического этапа, например преабросимовскую, приравнивать к предсамаровскому эпизоду, ни тем более к голоценовому микроэпизоду. Масштабы их слишком различны, а проявления трудно сравнимы. Эпизоды тектогенеза вполне могли проявляться и, вероятнее всего, проявлялись и в прошлом, например перед преабросимовской фазой. Но едва ли их неясные следы могли уцелеть после энергичного и глубокого денудационного среза, вызванного этой фазой. После нее могли сохраниться только документы более значительных проявлений неотектоники, в данном случае в виде двух подфаз — предновомихайловской и преджуравской.

Закон геологической ретроспективы позволяет, во-первых, правильно оценить разномасштабность документов неотектонического этапа и их значение с точки зрения неполноты геологической летописи, страницы которой далеко не все сохраняются до наших дней. Во-вторых, вероятность сохранения горных пород уменьшается пропорционально с их удревнением. Поэтому по мере увеличения возраста каменных документов возрастают и масштабы событий геологической истории, которые регистрируются этими документами. В связи с этим необходимо учитывать, что проявления крупных фаз тектогенеза (особенно в горных районах) как бы заслоняют собой мелкие эпизоды и микроэпизоды, о которых никакой информации может не поступить. Связанные с ними мелкие циклы седиментации обычно уничтожаются путем размыва, обусловленного последующей сильной фазой. Об уничтожении таких слабых следов геологических процессов в виде мелких террасовых уступов между высокими древними речными террасами писал Е. В. Шандер [23]. Синхронные с мелкими литологическими ритмами осадки могли сохраниться от уничтожения только в морских или океанических бассейнах. Далекое не случайно, что только в конце неотектонического этапа в пределах континентов, начиная с четвертичного времени, преимущественно на плитах можно уверенно фиксировать проявления эпизодов и микроэпизодов тектогенеза. Не случайно также, что в неогене и палеогене распознаются только подфазы, а в мезозое — преимущественно фазы тектогенеза. В палеозое выделяются несколько наиболее сильных фаз, два или три крупных цикла тектогенеза, а в криптозое можно установить только наиболее крупные циклы тектогенеза.

Таким образом, разномасштабность импульсивных проявлений сложных фаз тектогенеза неотектонического этапа аргументируется не только качественными, но и количественными показателями. Выделенные фазы и подфазы, а также эпизоды и микроэпизоды тектогенеза локализируются в пределах четко обособленных интервалов геологического времени. Согласно закону геологической ретроспективы, по мере углубления в прошлое Земли возрастает неполнота геологической летописи. В ней сохраняются следы только таких проявлений неотектоники, интенсивность которых в прошлом была сильнее последующих, более молодых и менее сильных движений литосферы.

Все это позволяет правильно оценить значение не только крупных неотектонических фаз и подфаз тектогенеза, но и представить себе не менее важную роль более мелких эпизодов и микроэпизодов, слабые следы которых не всегда сохраняются. Последние фиксируются с достоверностью только в течение обь-иртышского подэтапа в плейстоцене. Если исходить из анализа разномасштабных тектоно-седиментационных комплексов в Западной Сибири, проявление эпизодов других, более мелких импульсов тектогенеза в тектонических процессах было непрерывно-прерывистым.

Литература

1. *Асеев А. А.* Общие особенности строения речных долин СССР как показатель ритма колебательных движений земной коры.— *Геоморфология*, 1978, № 2, с. 3—11.
2. *Благоволин Н. С., Горелов С. К., Филькин В. А., Финько Е. А.* Значение, методика и результаты геоморфологических исследований на геодинамических полигонах.— В кн.: *Современные движения земной коры. Теория, методы, прогноз.* М.: Наука, 1980, с. 134—141.
3. *Бубнов С. Н.* Тектонические фазы и характер процессов деформации Земли, связанных с ее внутренней динамикой.— *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1958, т. 33, вып. 1, с. 3—12.
4. *Возовик Ю. И.* Палеогляциологические и палеоклиматические аспекты последнего ледникового покрова.— В кн.: *Проблемы геоморфологии, литологии и литодинамики шельфа.* М.: Наука, 1982, с. 143—147.
5. *Вылцан И. А.* Опыт диагностики и оценки продолжительности скрытых перерывов в осадочных формациях.— *Тр. Томск. ун-та*, т. 4, 1979, с. 27—46.
6. *Герасимов И. П. и др.* Морфоструктурный анализ речной сети СССР.— В кн.: *Речные системы и мелiorация. Ч. 1. Материалы XIV пленума Геоморфологической комиссии АН СССР.* Новосибирск, 1977, с. 20—23.
7. *Девяткин Е. В.* Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). М.: Наука, 1981, с. 196.
8. *Дмитриева Б. И.* Об одном количественном методе анализа характера вертикальных (колебательных) движений.— *Геотектоника*, 1980, № 5, с. 58—67.
9. *Косыгин Ю. А.* Методические аспекты исследования новейших движений.— В кн.: *Проблемы четвертичной геологии Сибири.* М.: Наука, 1968, с. 106—111.
10. *Леонов Ю. Г., Хаин В. Е.* Общие вопросы изучения глобальных тектонических процессов.— В кн.: *Проблемы глобальной корреляции геологических явлений.* Тр. ГИН АН СССР. Вып. 340. М.: Наука, 1980, с. 21—38.
11. *Мирицки Г. Ф.* О четвертичном орогенезе и эпейрогенезе на территории СССР.— В кн.: *Материалы по четвертичному периоду СССР.* М.: Главное геол. управление, 1936, с. 121—127.
12. *Несмеянов С. А.* Корреляция континентальных толщ. М.: Недра, 1977, с. 3—198.
13. *Николаев Н. И.* Особенности неотектоники Евразии и их значение для понимания палеогеографии и геологии антропогена.— *Геоморфология*, 1982, № 2, с. 3—12.
14. *Рагозин Л. А.* Фазы четвертичного вулканизма Хангайской горной страны в Монголии.— В кн.: *Эволюция вулканизма в истории Земли: Тр. Первого Всесоюзного палеовулканического симпозиума.* М., 1974, с. 235—243.
15. *Рагозин Л. А.* К методике оценки интенсивности неотектоники некоторых районов Западной Сибири.— В кн.: *Неотектоника СССР.* Рига: Изд-во АН СССР, 1961, с. 81—87.
16. *Рагозин Л. А.* Фазы неотектоники в связи с нефтегазоносностью Западно-Сибирской плиты.— В кн.: *Проблемы нефти и газа Тюмени: Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ.* Вып. 45. Тюмень, 1980, с. 3—5.
17. *Рагозин Л. А.* Литогенез неотектонического этапа Западно-Сибирской плиты и закономерности геологической ретроспективы.— В кн.: *Тез. докл. II сес. Тюменского отд. Всес. минералог. о-ва.* Тюмень, 1980, с. 71—73.
18. *Рудкевич М. Я.* Палеотектонические критерии нефтегазоносности. М.: Недра, 1974, с. 3—184.
19. *Сидоренков А. И., Нежданов А. А., Валоженич З. Л.* Схема циклического строения осадочного чехла Западно-Сибирской плиты.— В кн.: *Закономерности распространения продуктивных горизонтов в мезозое центральной части Западно-Сибирской равнины: Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ.* Вып. III. Тюмень, 1976, с. 55—63.
20. *Фотиади Э. Э., Есиков Н. П., Остропики П. А., Касельман С. И.* Некоторые особенности развития современных деформаций приповерхностной части земной коры.— В кн.: *Современные движения земной коры. Теория, методы, прогноз.* М.: Наука, 1980, с. 114—119.
21. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973, с. 511.
22. *Шанцер Е. В.* Замечания по поводу статьи Н. И. Кригера «О террасовых рядах верхнего течения р. Эльбы и других рек Чехословакии».— *Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. периода.* М.: Изд-во АН СССР, 1948, № 13, с. 142—144.

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24+563.061.2(571.54/55)

НАГИБИНА М. С.

О ГРАНИТО-СВОДОВОМ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ

(рецензия на статью Ю. В. Комарова, Э. Н. Копылова, А. А. Белоголовкина и П. А. Петрова «Постгеосинклинальное гранито-сводовое развитие Байкальской горной области в фанерозе». Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 2)

Статья посвящена интересному вопросу развития гранито-купольных структур на примере Байкальского мегасвода. На основании многолетних исследований, детального петроструктурного картирования гранитных массивов авторы пришли к выводу о существовании особого, самостоятельного геотектонического «гранито-сводового режима» с образованием очагово-купольных структур. Они выделяют определенные этапы и стадии «гранито-сводового» саморазвития, ведущего к образованию гигантских гранитных мегасводов. Развитие их происходит от гнейсовых куполов (начальный этап), которые перерастают в мигматитовые, а затем в гранито-гнейсовые купола с аллохтонными гранитоидами (кульминационный этап). Вслед за этим начинается постепенное отмирание очагово-купольной структуры, ведущее к резкому сокращению гранитоидного магматизма, который имеет уже только эруптивный характер и иногда сопровождается наземным вулканизмом (завершающий этап с остаточным магматизмом). Заметим, что этот так называемый остаточный магматизм, как правило, весьма значительно оторван во времени от кульминационного этапа, например протерозой — средний или верхний палеозой, архей — мезозой.

Основываясь на приведенных выше положениях, авторы в рассматриваемой статье и в последующих работах (например, «Тектоно-магматическая активизация Монголо-Охотского пояса и сопредельных территорий — следствие гранито-сводового тектогенеза», опубликованная в кн. «Тектоника активизированных областей [1982, г. Чита]), приходят к выводу, что гранито-сводовый режим — это один из вариантов орогенного процесса, развивающегося самостоятельно, независимо от геосинклинального. По мнению авторов, чем древнее мегасвод, тем формирование его более растянуто во времени. Например, развитие Байкальского мегасвода растянуто на несколько периодов палеозоя вплоть до мезозоя.

Рассмотрим эти положения авторов. Оба выдвинутых, весьма ответственных положения, к сожалению, не подтверждены должным анализом фактического геологического материала. Авторы приводят ряд примеров гранито-сводового развития в обрамлении Сибирской платформы без должного геологического анализа их размещения в пространстве и во времени формирования.

На примере развития Туркинской очагово-купольной структуры (ОКС) гранитоиды (Pz_3-Mz_1) авторы рассматривают в качестве «остаточных» гранитных массивов, завершающих очагово-купольное развитие (или саморазвитие) этой структуры. Однако элементарный геологический анализ размещения в пространстве гранитоидов позднего палеозоя показывает, что ареалы его развития далеко выходят за пределы Туркинской ОКС, и поэтому генетически их трудно связать с саморазвитием этой древней (PR_3-E) структуры. Как известно, гранитные массивы позднего палеозоя располагаются на сотни километров к востоку, западу и югу от Туркинской ОКС в широкой протяженной полосе субширотного простириания, расположенной параллельно герцинским геосинклинальным складчатым системам. Вмещающими структурами внегеосинклинальных верхнепалеозойских гранитоидов являются весьма разновозрастные и разнокачественные структурные элементы.

С другой стороны, различные разновозрастные байкальским и более древние структуры Анабарского массива или Балтийского и Украинского щитов не испытывают в более позднее время саморазвития с образованием мезозойских или других гранитоидов.

Мезозойские гранитоиды («остаточные»), по мнению авторов, встречаются в виде небольших массивов лишь на востоке Байкальского мегасвода, располагаясь в нем вдоль разломов не закономерно по отношению к древним очагово-купольным структурам. Как известно, область развития внегеосинклинальных мезозойских гранитоидов за пределами Байкальского мегасвода охватывает гигантские пространства на востоке Азии в виде полосы (или зоны) субмеридионального простириания протяженностью более 11 000 км при ширине от 1000 до 3000 км, вдоль побережья Тихого океана во внешней зоне Тихоокеанского тектонического пояса Азии.

В пределах этой полосы отчетливо устанавливается закономерная латеральная зональность изменения состава и возраста мезозойских гранитоидов в направлении с за-

пада на восток. В этом же направлении наблюдается увеличение размеров массивов мезозойских гранитоидов и их количества. Вмещающими структурами однообразных мезозойских гранитоидов в этой зоне являются древнейшие образования Алданского щита, Станового хребта, герцинские и палеозойские структуры Монголо-Охотского, Казанского поясов и др.

Проведенная в последнее время корреляция времени проявления мезозойских тектонических движений и магматизма показала синхронность основных этапов мезозойского гранитообразования и развития мезозойских структур на всем востоке Азии независимо от очагово-купольного саморазвития древнего Байкальского мегасвода. С этих позиций мезозойское гранитообразование можно рассматривать не как остаточный от докембрия или кембрия этап, а как следствие молодого мезозойского тектонического процесса гранитоидной активизации, создающего новообразованные структуры и магматизм, в данном случае наложенные на восточную часть древнего Байкальского мегасвода и другие самые различные структуры востока Азии, в пределах которых ранее завершилось формирование гранитной коры.

В плане пространственных и временных геологических взаимосвязей еще более непонятен заключительный вывод авторов рецензируемой статьи, которые причиной образования докембрийских, палеозойских и мезозойских гранитных мегасводов считают крупную современную область разуплотненной верхней мантии под Байкалом. Современное разуплотненное состояние верхней мантии, которое геофизики фиксируют под Байкальским рифтом и другими кайнозойскими рифтовыми системами мира, является характерным признаком совершенно другого деструктивного процесса кайнозойского рифтогенеза, противоположного по своей сущности геологическому процессу соиздания и образования гранито-гнейсовых куполов. Не говоря уже о том, что докембрийское, палеозойское и мезозойское внегеосинклинальное гранитообразование уходит далеко за пределы зоны разуплотнения верхней мантии под Байкалом и генетически не может быть с ней связано.

Из сказанного видно, что ряд неосторожных и непоследовательных выводов авторов снижает впечатление от рассмотренных в статье весьма важных вопросов формирования гранито-гнейсовых куполов на разных этапах становления гранитно-метаморфического слоя и континентальной гранитной коры. Местами развитие гранито-гнейсовых куполов накладывалось (повторялось) в ходе геологической истории того или иного региона, но эти факты отнюдь не свидетельствуют о непрерывном саморазвитии гранито-гнейсового режима на одной и той же территории, например Байкальского мегасвода, на протяжении чуть ли не всей фанерозойской истории Земли.

Сравнительный структурно-петрологический анализ разновозрастных гранито-гнейсовых и очагово-купольных структур, вероятно, позволит выявить характерные особенности образования этих интересных форм на различных (докембрийском, палеозойском и мезозойском) этапах развития земной коры и выявить черты их сходства и различия в общей эволюции тектонических и тектоно-магматических форм Земли.

Пожелаем авторам интересной статьи дальнейших успехов в изучении весьма важных очагово-купольных структур земной коры.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
26.X.1982

УДК 551.24+553.061.2(571.54/55)

КОМАРОВ Ю. В., КОПЫЛОВ Э. Н., БЕЛОГОЛОВКИН А. А.,
ПЕТРОВ П. А.

О МЕСТЕ МЕЗОЗОЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В ТЕКТОГЕНЕЗЕ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ *

Гранито-сводовый тектогенез, ведущий к формированию зрелой континентальной коры путем массовой гранитизации, сопровождается орогенезом и образованием мегасводов, инфраструктура которых сложена купольными и очагово-купольными структурами, а также межкупольными провесами и останцами негранитизированной кровли. Во всех мегасводах намечается вполне определенная эволюция купольных структур, связанная с ультраметаморфизмом и постепенно нарастающей гранитизацией. Это же обстоятельство ведет к столь же последовательной и закономерной эволюции гранитоидного магматизма, что указывает на существование определенного геотектонического режима, названного нами гранито-сводовым, существо которого мы и хотели показать на примере фанерозойской истории Байкальского мегасвода. Возможно, что принятая в «Докладах АН СССР» краткость изложения лишь конечных результатов проведенных

* Ответ на рецензию М. С. Нагибиной по поводу статей: Ю. В. Комаров, Э. Н. Копылов, А. А. Белоголовкин, П. А. Петров «Постгеосинклинальное гранито-сводовое развитие Байкальской горной области в фанерозое». — Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 2, с. 416—419; Ю. В. Комаров «Тектоно-магматическая активизация Монголо-Охотского пояса и сопредельных территорий — следствие гранито-сводового тектогенеза». — В кн.: Тектоника активизированных областей. Материалы к XI сессии Науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Чита: Изд-во ЗабНИИ, 1982, с. 11—14.

исследований не позволила раскрыть и достаточно обосновать некоторые положения, в том числе и те, которые вызвали замечания у нашего уважаемого рецензента.

М. С. Нагибина высказала несколько замечаний, причем суть большинства из них сводится к определению роли и места мезозойских гранитоидов на востоке Азии.

В наших публикациях речь шла о Байкальской горной области, являющейся морфоструктурным выражением Байкальского мегасвода. Поэтому фанерозойский гранито-сводный тектогенез, автономно проявившийся здесь, совершенно не ответствен за мезозойское развитие «на всем востоке Азии». В пределах же Байкальского мегасвода мезозойский гранитоидный магматизм является закономерным завершением палеозойского магматизма. Это утверждение обосновывается на непрерывности эволюционного развития здесь гранитоидного магматизма в течение почти всего фанерозоя. В Джидинской горной стране, Западном Забайкалье, на Витимском плоскогорье массовое гранитообразование начинается в раннем палеозое [1], продолжается в среднем, а затем в позднем палеозое и почти без перерыва сменяется позднепалеозойско-раннемезозойским. Так, наиболее ранние, отвечающие начальному этапу развития мегасводов, проявления мигматит-гнейсогранитной формационной серии в верховьях р. Баргузин имеют возраст 1014 ± 80 млн. лет [5], а аналогичные образования Яблонового хребта — 438 ± 10 млн. лет [2]. Возраст сменяющей их во времени диорит-гранодиорит-гранитной формационной серии составляет 390—290 млн. лет, сиенит-граносиенит-лейкогранитной серии — 360—230, а щелочно-гранитоидной формационной серии 260—230 млн. лет [3, 4]. Становление некоторых массивов щелочных гранитоидов в хр. Цаган-Хуртей завершается в первой половине мезозоя.

В то же время в соседнем Хэнтэй-Даурском мегасводе в мезозойское время имел место весьма обильный гранитоидный магматизм, который при качественно однотипном наборе последовательно сменяющихся во времени гранитоидных формационных серий не коррелируется по времени с магматизмом Байкальского мегасвода, хотя оба эти мегасвода находятся в равных условиях по отношению к Тихоокеанскому подвижному поясу. Если магматизм, по мнению М. С. Нагибиной, носит «наложенный характер» на восточную часть Байкальского мегасвода и другие самые различные структуры востока Азии, то он должен был бы быть не только однотипным, но и синхронным в регионах, одинаково удаленных от Тихоокеанского побережья, чего в действительности нет. В пределах же отдельных мегасводов, как в Байкальском, так и в Хэнтэй-Даурском, имеет место пространственно-временное смещение гранитоидного магматизма с запада на восток, но для каждого мегасвода намечается своя специфика магматизма во времени, пространстве и по составу в зависимости от времени проявления соответствующей стадии гранито-сводового тектогенеза.

Возвращаясь к Байкальскому мегасводу, и в частности к замечанию рецензента о том, что гранитоиды позднего палеозоя «далеко выходят за пределы Туркинской очагово-купольной структуры и потому генетически их трудно связывать с саморазвитием этой древней (PR—E) структуры», необходимо отметить следующее. Краткое описание Туркинской структуры приводилось в качестве примера конкретной структуры, в которой присутствуют верхнепалеозойские гранитоиды завершающего этапа. Однако их присутствие не является привилегией только этой структуры, ибо по соседству с ней расположены подобные же структуры, в которых также имеет место верхнепалеозойский остаточный гранитоидный магматизм. К тому же авторы рецензируемых статей не пользуются термином и понятием «саморазвитие», ибо считают его далеко не отражающим суть процесса. Активный гранито-сводный геотектонический режим не может «саморазвиваться» без поступления энергии, а потому гранито-купольные структуры — это не «саморазвивающиеся» структуры, а следствие и отражение глубоких преобразований, протекающих в земной коре и связанных с повышением, но неравномерным распределением в пространстве и во времени глубинным тепловым потоком.

Источником повышенного энергетического потока вполне мог быть астеносферный раздув или астенолит аномально разогретого мантийного вещества, который пространственно в какой-то мере соответствует Центрально-Азиатскому горному поясу. Максимальных значений астеносферный раздув достигает под горными сооружениями Восточной Сибири и Монголии. Проекция его на земную поверхность в общем случае совпадает с крупнейшим в мире ареалом фанерозойского гранитоидного магматизма, что позволяет в какой-то мере предполагать существование этой мантийной неоднородности не только в кайнозое, но и в фанерозое. Упомянутое же М. С. Нагибиной подкорковое разуплотнение мантийного вещества в зоне Байкальского рифта, по данным ГСЗ, представляет собой типичную для рифта подкоровую линзу мощностью до 20 км. И если говорить о какой-либо деструкции, связанной с кайнозойским рифтогенезом, то следует иметь в виду именно такое, свойственное всем рифтовым системам, глубинное строение непосредственно под рифтами, но не то гигантское по площади разуплотнение верхней мантии, о котором упоминалось в статье.

И наконец, последнее замечание М. С. Нагибиной о том, что многократное наложение или повторение развития гранито-гнейсовых куполов не свидетельствует о непрерывности гранито-сводового тектогенеза на одной и той же территории. В этой связи нужно заметить, что регенерация гранито-гнейсовых структур предусматривает унаследованный стиль их развития, ибо формирование всей последовательной серии пород от гнейсов до гранито-гнейсов с завершением образования перемещенных гранитов в зрелых очагово-купольных структурах представляет собой необратимый процесс. А потому, приостановившись на каком-то этапе, он может вновь возобновиться без повторного прохождения предшествующих стадий развития. Явление это обычное во многих мегасводах. Поэтому речь может идти о прерывистом, но по сути дела направленно необратимом и непрерывно эволюционирующем развитии купольных структур и гранитоид-

ного магматизма при гранито-сводовом тектогенезе, который может быть растянут на очень длительный срок. Упоминание в рецензии Анабарского, Балтийского и Украинского щитов, что там не было мезозойских остаточных гранитоидов, объясняется просто тем, что они закончили свое активное гранито-сводовое развитие еще в докембрии и с тех пор существуют как структуры, давно названные щитами.

Заканчивая ответ на рецензию М. С. Нагибиной мы, естественно, сознаем, что принятая нами в отмеченных статьях краткое изложение сути о гранито-сводовом тектогенезе может породить ряд неясностей. Не исключаем мы и того, что некоторые положения являются дискуссионными. Однако мы разделяем мнение рецензента, что дальнейшее исследование очагово-купольных структур, как и гранито-сводового тектогенеза, поможет в разработке многих положений магматической геологии и выяснении закономерностей активного становления континентальной земной коры.

Литература

1. Литвиновский Б. А., Занвилевич А. Н. Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976, 144 с.
2. Миркина С. Л., Чухонин А. П., Козубова Л. А. Время формирования и последующего преобразования малханского комплекса гранитов Забайкалья по данным свинцового метода.— В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980, с. 51—58.
3. Мурина Т. А., Шергина Ю. П., Лебедев П. Б., Козубова Л. А. Возраст и геохимические особенности интрузивного магматизма раннего этапа в Северо-Западном Забайкалье.— В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980, с. 32—50.
4. Рублев А. Г., Козубова Л. А. О пермском возрасте щелочных интрузий куналейского комплекса в Западном Забайкалье.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5, с. 1197—1199.
5. Шергина Ю. П., Мурина Т. А., Козубова Л. А. О возрасте гранитов Баргузинского комплекса по данным Rb-Sr-метода.— Докл. АН СССР, 1981, т. 261, № 4, с. 946—949.

Институт земной коры
СО АН СССР

Поступила в редакцию
22.II.1983

ХРОНИКА

УДК 551.242

ДОБРЕЦОВ Н. Л., ВИШНЕВСКАЯ В. С.

ОФИОЛИТОВЫЙ СИМПОЗИУМ «ТЕКТОНИКА ОКЕАНОВ И МЕТАМОРФИЗМ»

15—17 декабря 1983 г. во Флоренции (Италия) состоялся симпозиум на тему: «Офиолиты: тектоника океанов и метаморфизм». Судя по составу участников, количеству и уровню докладов, это был самый представительный симпозиум после симпозиума, состоявшегося на Кипре в 1979 г. Хотя преобладали доклады по офиолитам Альпийского пояса (от Альп до Гималаев), были также доклады по офиолитам Северной Америки, Северной Азии, океаническим структурам Атлантики, Индийского океана и Красного моря. В соответствии с тематикой симпозиума преобладали доклады по тектонике и петрологии офиолитов.

На заключительном заседании Э. Аббате резюмировал сравнение офиолитов и океанической литосферы, продемонстрированное в докладах на симпозиуме, следующим образом: «Это различие или, наоборот, сходство определяется, главным образом, тремя группами факторов:

1. Быстрый или медленный спрединг, от чего зависит характер магматической офиолитовой камеры и ее кровли.

2. Различные стадии эволюции океанических бассейнов, в частности проявление «малого спрединга» с образованием малых океанических бассейнов типа Красного или Тирренского моря.

3. Особая роль трансформных разломов, особенно вблизи их пересечения с осевой зоной спрединга (срединно-океанического хребта)».

В свою очередь эти факторы проявляются в морфологических особенностях офиолитов; вертикальных и латеральных вариациях общей мощности офиолитового разреза и мощности отдельных его частей, вариации размеров и формы магматической камеры; закономерном изменении петрохимических особенностей, в частности степени и глубины плавления верхней мантии при формировании офиолитов; в проявлении деформации офиолитов на океанической стадии, причем не только верхних базальтоидных членов, но и плутонических пород. Последнее является следствием ранних стадий океанического сжатия, что приводит к метаморфизму и формированию амфиболитов и метагаббро еще в океанических условиях.

Другими словами, на симпозиуме была углублена тенденция, намеченная еще на Кипрском симпозиуме, трактовать офиолиты складчатых поясов на континентах не как литосферу открытых океанов, а как литосферу окраинных морей, рифтов (типа Красноморского) и в ряде случаев как фундамент преддуговых бассейнов и «симатических» островных дуг.

Эта идея была подчеркнута уже во вводной лекции Р. Колмана, который отметил также, что по данному признаку существенно отличаются офиолиты Тетиса и Тихоокеанского обрамления (Кордильер). Офиолиты Тетиса образуются преимущественно в небольших океанических бассейнах и надвинуты на пассивную континентальную окраину, сложенную морскими осадками, лежащими на докембрийском или герцинском кристаллическом основании. В их подошве часто наблюдается малоомощный метаморфический ореол, нередко появляются бонинитовые или известково-щелочные серии, возникшие в результате разрушения или контаминации магматической камеры в центре спрединга малых океанических бассейнов. В противоположность этому офиолиты Кордильер представляют собой океаническую литосферу, сформировавшуюся в междуговых или задуговых (окраинно-морских) бассейнах. Они ассоциируются с аккреционными клиньями и не сопровождаются метаморфическими ореолами в их подошве. По мнению Р. Колмана, абиссальная океаническая литосфера открытых океанов не сохраняется в структурах складчатых поясов, так как полностью исчезает в зонах субдукции.

Указанное противопоставление офиолитов Тетиса и Тихоокеанского обрамления встретило определенные возражения. В частности, сам Р. Колман отметил широкое распространение метагаббро и амфиболитов в ассоциации с тихоокеанскими офиолитами, но объяснил их (на примере амфиболитов о. Яп) столкновением островной дуги с подводным Каролинским хребтом, после чего структура восточной части Филиппинского моря изменилась и появился Марианский междуговой бассейн.

В других докладах были отмечены дополнительные факторы, не соответствующие этому противопоставлению. В частности, в докладе П. Тай была показана полная идентичность марьянит-бонинитовых серий офиолитов Тетиса (Тродос, Хатай) с таковыми в Марианской, Бонинской дугах и Папуа Тихоокеанского обрамления. К сожалению, слушатели не знали о новых результатах и более точной интерпретации образования офиолитов и их марьянит-бонинитовых серий в западно-тихоокеанских дугах, которые

были продемонстрированы на заседаниях офиолитовой группы в Греции в апреле 1983 г. А. Я. Шараськиным (см. также [17]). В докладе Н. Л. Добрецова было отмечено, кроме того, что кроме офиолитов Тихоокеанского обрамления и Тетиса, которые в основном являются мезозойскими (иногда позднепалеозойскими), в Урало-Монгольском поясе широко распространены рифейско-нижнепалеозойские офиолиты, которые также содержат маррианит-бонинитовые серии и сопровождаются деформацией и метаморфизмом еще в океанических условиях.

Идея о большой роли трансформных разломов прозвучала во многих докладах: на примере Атлантики, Красного моря (Э. Бонатти, Дж. Карсон и др.), западной части Тетиса (В. Бортолотти и др.), Турции и Гималаев (И. Рубье и др.), прибрежного пояса офиолитов Бей оф Айленд в Ньюфаундленде (Дж. Карсон и др.) и была снова подчеркнута в заключительной дискуссии Дж. Карсоном. Он вместе с Х. Диком доложил результаты детального картирования подводного участка вблизи пересечения Срединно-Атлантического хребта и зоны трансформного разлома Кейн на 24° с. ш. Картирование было произведено с помощью автоматической фотокамеры и пилотируемого подводного аппарата «Элвин». Здесь наблюдалась серия разломов разного направления (часто диагональных) и крутых уступов высотой до 200 м, в которых обнажались габбро и подчиненные им диабазы. В зонах разломов и дробления они превращены в милониты и амфиболиты с петрографическими доказательствами неоднократной тектонической деформации и гидротермальных изменений. В частности, наблюдались низкотемпературные жилки, пересекающие уже деформированные породы.

Такие деформации, сопровождающие сдвиги по трансформному разлому, изгиб рифтовой долины и многостадийные поднятия, приводят к тому, что офиолитовый разрез уже в океанических условиях оказывается сильно деформированным и неполным. Базальты и дайковый комплекс маломощные и раздроблены или совсем отсутствуют. Многие габбро деформированы и метаморфизованы. Перидотиты подвергаются ранней серпентинизации вдоль зон разломов. Брекчии переменной мощности, состоящие из обломков базальтов, диабазов и габбро, покрывают деформированные офиолиты.

Такую палеоструктуру — зону деформации и метаморфизма вблизи древнего трансформного разлома Дж. Карсон, Д. Элтон и их соавторы реконструируют в северо-западной прибрежной зоне офиолитового комплекса Бей оф Айленд западного Ньюфаундленда. Систематика трансформных разломов и их отдельных частей, разнообразие происходящих в них процессов были продемонстрированы также в обзорном докладе Э. Бонатти. Он показал, что трансформные разломы являются важнейшими структурами океанических сегментов, прекрасно видимых на радарных космических снимках; отметил закономерную асимметрию трансформных зон, наличие захороненных под осадками продолжений трансформных зон около побережья Африки, закономерное затухание и разветвление (?) Срединно-Атлантического хребта по направлению к Исландии. Э. Бонатти также подчеркнул значение участков пересечения трансформных разломов и рифтовых зон срединно-океанических хребтов, в которых наблюдается асимметричный изгиб и дробление рифтовой зоны, возникновение дополнительных вулканических центров и депрессий со специфическим составом вулканитов. Большой интерес вызвала демонстрация на слайдах и схемах особенностей тектоники Красного моря, и в частности района Джибути, где срединно-океанические структуры (новейшие лавовые поля, трещины, трансформные разломы) обнаружены на поверхности на африканском побережье. Подробно обсуждены также условия возникновения и развития изолированных малых океанических бассейнов по мере разрастания Красноморского рифта на север. Трансформные разломы, ограничивающие эти впадины, привели к локальным поднятиям на их выклинивании, в которых обнажаются глубинные породы коры и мантии. Один из таких выходов — очень свежие перидотиты о. Забарчау.

Эти представления о тектонике трансформных разломов и «малых» океанических бассейнов широко использовались в обзорном докладе В. Бортолотти и его соавторов на примерах из западной части Тетиса, а также докладах Х. Уайтчерча и Т. Жюто применительно к офиолитам Лигурии, Динарида, Тродоса, Турции и Семайла, которые остаются наиболее изучаемыми в мире.

Следует подчеркнуть, что идеи о внутриокеанических деформациях были высказаны на примере Лигурии итальянскими геологами [11] и на примере Кавказа А. Книппером и др. [7, 9], начиная с 1973—1975 гг. При этом первые связывали их главным образом с трансформными разломами, а советские геологи — с фазами сжатия и перестройки океанической структуры Тетиса. В настоящее время обе идеи получили широкое признание, в частности факт существенной перестройки океанических структур в верхнем мелу (на рубеже 80—90 млн. лет) получил признание и детализацию в докладах В. Бортолотти и др., А. Никола и др., Х. Уайтчерча и Т. Жюто, Р. Дая и Т. Жюто. В докладе В. Бортолотти и др. противопоставляются офиолиты западной части Тетиса (Корсики, Лигурии и Альп) и более восточной его части (Динарида, Эллинида и Турции). Эта идея была высказана еще в 1975 г. Г. Рокси и его соавторами [18]. В первых преобладают лерцолиты (в фундаменте), габбро и дайковая серия. Породы тектонически сильно нарушены, характерны разнообразные офиолитовые брекчии, возникшие в океанических условиях, но базальты имеют типично срединно-океанический состав. Во втором типе офиолитов в фундаменте преобладают гарцбургиты, кроме габбро и диабазов присутствуют плагнограниты, андезит-базальтовые островодужные серии. Эти различия В. Бортолотти и его соавторы объясняют тем, что в западной ветви было очень много трансформных разломов и раскрытие океана происходило, начиная со 190 (или ранее) до 145 млн. лет, затем до 110 млн. лет продолжался «стабильный период», а в интервале 110—90 млн. лет произошло закрытие этой ветви Тетиса. В Динаридах и Эллинидах трансформных разломов было меньше, раскрытие

океанического бассейна (130—160 млн. лет) и стабильный период (160—145 млн. лет) были более краткими; к 120 млн. лет этот бассейн закрылся и на его месте возник новый рифт (куда вошли Анталья, Тродос, Семайл), испытавший перестройку около 80—90 млн. лет.

В результате типизация разнообразных офиолитов, которая была начата в 1973—1975 гг. работами Н. Л. Добрецова [2—4], А. Мияширо [16], Г. Рокси и др. [18], очень усложнилась. В ряде работ в Тетисе выделяется до шести типов или подтипов офиолитов, в качестве примеров которых названы: 1) Лигурия, Корсика; 2) Альпы, Северные Динариды; 3) Динариды; 4) Базр-Бассит, Анталья, Бейшехир; 5) Семайл; 6) Тродос, Хатай, Вуринос. Из них шестой тип, в котором распространена маррианит-бонинитовая серия, магнезиальные андезиты и плагиограниты, сопоставляется либо с малыми океаническими бассейнами Северо-Красноморского типа, либо с островными дугами (точнее, междуговыми бассейнами). Аналогичная типизация сделана на примере Кордильер Северной Америки. Палеозойские офиолиты массива Тринити считаются примером малого океанического бассейна на том основании, что в них лерцолиты не источены, а габбронная часть маломощная (≤ 1 км), вплоть до выклинивания полосчатых габбро (Ф. Будье, А. Никола, Э. Лезье). Офиолиты Каньона Маунтин (М. Мессери, Ф. Будье) отнесены к типичным островодужным, поскольку в них габбро-диориты представлены очень пестрой серией известково-щелочного типа, присутствуют плагиограниты, пересекаемые дайковой серией базальтов и кератофиров, в дунитах и гарцбургитах основания видны более поздние плагиоклазсодержащие импрегнации.

Кроме докладов, объясняющих образование офиолитов спредингом коры океанического типа, было несколько общих тектонических докладов, связывающих образование офиолитов с обстановкой сжатия. В общей форме эта идея была высказана впервые А. В. Пейве [8] применительно к Атлантике, а на симпозиуме обосновывалась в докладе П. Пассерини, который связывал обстановку сжатия со встречными астеносферными течениями или мегасдвиговой зоной. Более подробное обоснование такой возможности содержалось в докладе М. Бокалетти, М. Коли и др., по мнению которых вся западная часть Тетиса — от Испании до Динарид представлена как единая мегабрекчия сдвиговой природы — с левосторонним сдвигом Русско-Азиатской плиты относительно Африканской. При этом в определенной «угловой» ситуации могут возникать зоны зияния или пассивного расширения, примером которой, возможно, был Пьемонтско-Лигурийский микрокеан. По существу сходную модель высказал К. Савелли в отношении кайнозойской истории Тирренского моря, который показал, что здесь последовательно возникли три почти изометричных ареала разнотипного вулканизма, которые никак нельзя связать с моделью субдукции: 1) 7,5—1,8 млн. лет, щелочные базальты внутриплитного типа (ареал в центральной и западной части Тирренского моря); с ними сопряжены щелочные андезиты к северу от Тирренского моря; 2) 1,1—0 млн. лет — известково-щелочные вулканы, включающие не только Сицилийскую островную дугу, но и изометричный ареал в восточной части моря (подводные горы Марсили и др.). С ним сопряжен одновозрастный ареал щелочных андезитов, трахитов и базальтов в районе Рима — Неаполя.

Из петрологических проблем, затронутых на симпозиуме, привлекают внимание следующие: 1) геохимическая и петрологическая типизация офиолитов; 2) вертикальные движения в мантии и модель паратексиса; 3) особенности океанического метаморфизма; 4) метаморфизм, связанный с обдукцией и тектонической транспортировкой офиолитов.

1. В геохимическом обзоре офиолитов Тетиса М. Марчел и М. Оненштеттер на основании статистической обработки более 3500 анализов выделили среди вулканитов и даек два типа с тремя подтипами в каждом, причем ведущим признаком оказалось содержание Ti: 1а) TiO_2 от 1,9 до 3% (ср. 2,25) — ферробазальты и ферроандезиты; 1б) TiO_2 от 1,5 до 2,2% (ср. 1,9) — обогащенные базальты MOR; 1в) TiO_2 от 0,7 до 2,0 (ср. 1,35) — типичные базальты MOR; 2а) TiO_2 от 0,7 до 1,3 (ср. 0,9) — близки к предыдущим, но встречаются в греческих офиолитах вместе с другими низкотитановыми подтипами; 2б) TiO_2 от 0,3 до 0,7 (ср. 0,5) — низкотитановые базальты островодужного типа и низкокальциевые толеиты; 2в) TiO_2 от 0,05 до 0,6 (ср. 0,25) — маррианит-бонинитовая серия и родственные породы. Эта классификация в большинстве случаев подтверждается содержаниями микроэлементов и коррелируется с тектоническим положением.

В докладе М. Оненштеттер и его соавторов при сопоставлении с другими особенностями офиолитов было предположено, что типы 1а, 1б соответствуют лигурийским офиолитам, сформировавшимся в океанах с большой ролью трансформных разломов. Тип 1в и частично 2а соответствуют офиолитам Омана и океаническому бассейну умеренных размеров. Тип 2б и 2в (частично 2а) характерен для Тродоса и Греции и сформировался в малых океанических бассейнах и (или) в фундаменте мафических островных дуг. Для него характерна малая офиолитовая камера, тогда как для оманских офиолитов — более крупная и протяженная камера. Однако в оманских офиолитах, как показано в докладе Р. Даля и Т. Жюто, мощность базитовых членов варьирует от 7,5 до 3 км на расстоянии 30 км по простиранию, причем это уменьшение происходит в основном за счет сокращения мощности слоистых кумулятивных габбро по мере приближения, как считают докладчики, к зоне трансформного разлома. С этим коррелируется нарастание количества ультрамафитов в кумулятах и нарастание степени амфиболитизации как в виде жилков и псевдоморфоз, так и зон амфиболитизированных blastsмиолитов (флазер-габбро). Соотношение дайки — силлы — массивные габбро также зависит от скорости спрединга и размера магматической камеры.

Нарастание количества воды, попадающей в офиолитовую камеру, коррелируется

либо с обстановкой трансформного разлома, либо островной дуги, но только в последней, как отметили многие докладчики, появляются в большом количестве плагиограниты. В докладе М. Дюбо и его соавторов на примере плагиогранитов из офиолитов Тродоса и Семайла было показано наличие в кварце флюидных и расплавных включений, обогащенных H_2O и $NaCl$ (35—55% солей, эквивалентных $NaCl$, $T_{гом} = 350—600^\circ C$) наряду с низкотемпературными ($T_{гом} = 110—250^\circ C$) явно вторичными включениями, содержащими 5% $NaCl$. Последние представляют собой поздние включения морской воды, тогда как первые — рассолы, образовавшиеся из морской воды или комбинированных флюидов метаморфогенно-мантийного происхождения. Сами плагиограниты варьируют от кварцевых ферродiorитов до трондземитов, иногда содержат кумулятивные фазы (реликты пироксена, обрастающего амфиболом, титаномагнетит в сростках с ильменитом) и другие признаки, доказывающие участие воды («трансвпоризацию») при образовании кислых членов офиолитов.

Роль степени плавления мантийного вещества подчеркивалась на примере ультраосновных членов офиолитового разреза. В докладах В. Эрнста и Дж. Оттонелло, Ф. Будье и др., в выступлении Дж. Пиккардо доказывалось, что главным концентратом легкоплавких элементов (в том числе легких РЗЭ) является клинопироксен, и его удаление т. е. переход от лерцолитов к гарцбургитам означает истощение мантии и невозможность дальнейшего выплавления из нее базитовых магм. Таким образом, каждый из членов офиолитового разреза несет свою генетическую информацию и сочетание этих разнотипных особенностей позволяет строить дробные петрологические классификации и модели.

2. Как было показано в докладе А. Николя и его сотрудников из Нанси, не менее важным представляются результаты детальных структурных исследований ультрабазитов, позволяющие утверждать большую роль ранней стадии вертикального просачивания расплава через ультрабазиты. Это доказывается наличием ранней линейности, перпендикулярной контакту с кумулятами, и сегрегаций диопсид + энстатит + шпинель или оливин + шпинель, часть из которых ориентирована таким же образом. Это было продемонстрировано на примере гарцбургитов Каньона Маунтин (М. Миссеры, Ф. Будье), перидотитов из офиолитов Турции и Гималаев (Ш. Рубо и др.), комплекса Тринити (Ф. Будье и др.). Подобные факты и идеи были высказаны гораздо раньше в СССР на примере Полярного Урала и Западного Саяна [4], а в последние годы детально обоснованы на примере офиолитовых массивов Урала Г. Н. Савельевой [10]. Хотя французские авторы связывают эти вертикальные движения с диапиризмом или поднятием астеносферного купола, из дискуссии с А. Николя и Ф. Будье выяснилось, что фактически надо различать два случая и два механизма. В первом случае — в лерцолитах появляется дунит-гарцбургитовая зона вблизи контакта габбро с явлениями отжиманий расплава из этой зоны. В другом случае имеются мощные дунит-гарцбургитовые массивы с отдельными линзовидными участками (реликтами?) лерцолитов. Эти участки и ранняя линейность и сегрегации диопсид + авгит + шпинель, ориентированные субвертикально, отражают длительную циркуляцию (просачивание) расплава через весь объем гарцбургитов с достаточно глубинных уровней. Характерно, что при этом хорошо видны ориентированные микроструктуры, деформации же минералов в шлифах не наблюдаются (Ф. Будье и др.), что говорит об ориентировке в полужидком состоянии. Явление просачивания подчеркивал Н. Л. Добрецов в 1978 г. в ходе международной экскурсии на Полярном Урале, где Г. Н. Савельевой [6] были продемонстрированы наиболее ранние жилы и сгущения жил дунитов, сменяющиеся затем жилами пироксенитов и далее габбро. По данным Рубо и др., эти жилы и более поздняя линейность отражают сдвиговые движения с горизонтальной компонентой, возможно, связанные с влиянием трансформных разломов; еще более поздняя линейность и сланцеватость I_2^2 и S_2^2 (в ряде случаев одновременная с образованием антигорита) отражают внутриокеанические надвиги и утолщения коры (ранние стадии обдукции). К сходным выводам пришла и Г. Н. Савельева [10].

Механизм просачивания пикритовых (преимущественно) расплавов через ультрабазиты с последующим «отстаиванием» и кристаллизацией расплава в офиолитовой камере был назван ранее паратексисом [3—5, 15] и рассматривался как важнейший петрологический механизм формирования океанической литосферы, в частности, объясняющий унифицированность составов океанических базальтов. Вышеприведенные материалы по существу подтверждают модель паратексиса, хотя эта терминология на симпозиуме не использовалась.

3. Особенности океанического метаморфизма были систематизированы во вводном докладе Р. Колмана и его известной монографии [12] и подтверждены во многих других докладах (Дж. Карсон, Б. Дик — Атлантика; Дж. Карсон и др. — Ньюфаундленд; К. Маннинг, Р. Колман, а также Дал, Т. Жюто — Оман; Л. Кортесеньо, Г. Лучетти — Лигурийские Апеннины; Дж. Бертран и др., Х. Вюшар — офиолиты Альп). Особой дискуссии они не вызвали. Во всех случаях различался «статический» (псевдоморфный) ранний метаморфизм, коррелирующийся с положением пород в офиолитовом разрезе; и более поздний дислокационный метаморфизм, сопровождавшийся образованием бластомилонитов, флазер-габбро, амфиболитов. Он связывается либо с трансформными разломами (Дж. Карсон), либо с ранними стадиями обдукции в океанической коре. Положение изотерм статического метаморфизма, как показали Р. Колман, К. Маннинг, Р. Колман; Дж. Карсон и др., варьирует в разных разрезах, например изотерма $350^\circ C$ по Колману располагается на глубинах от 1,5 до 5 км. Но чаще пиллоу-лавы соответствуют цеолитовой или актинолит-зеленокаменной зоне, дайки актинолитовой зоне, верхние габбро — актинолитовой до роговообманковой зонам. В деформированных метабазахитах (сланцевых амфиболитах и метагаббро) Прибрежного пояса Нью-

фаундленда (зона трансформного разлома, по Дж. Карсону) наблюдалась метаморфическая зональность от зеленосланцевой до амфибол-гранулитовой blastsmilonitovykh фаций. Однако и здесь давление общее и P_{CO} оставались низкими, гранат или карбонаты не отмечались. Доказательствами того, что метаморфизм в обоих случаях происходил еще в океанических условиях, служат рой базальтовых даек, пересекающих метаморфизованные породы; наложение низкотемпературных изменений океанического типа на уже деформированные породы; нахождение метаморфизованных и деформированных пород в океанических брекчиях, перекрытых или переслаивающихся с пелагическими осадками.

4. Более сложным и дискуссионным является вопрос о происхождении метаморфических пород, наблюдаемых в подошве офиолитовых покровов. Здесь наблюдаются переходы от амфиболитов низких давлений к гранатовым амфиболитам и эклогитоподобным породам, образовавшимся при повышенных давлениях, и далее к эклогитам и глаукофановым сланцам, которые в ряде случаев накладываются на все офиолитовые пластины. Эти породы уже не пересекаются дайками диабазов, в ряде случаев отличаются по составу и возрасту метаморфизма. Так, по данным Х. Уайтчерча и др., в офиолитах Баер-Басит, Анталя возраст океанического статического метаморфизма 120—130 млн. лет, возраст ранних амфиболитов, фиксирующих раннюю океаническую субдукцию, 88—104 млн. лет (97—104 млн. лет по амфиболу), возраст даек, пересекающих их (часто островодужного типа), 70—80 млн. лет, а возраст нижних так называемых контактово-метаморфизованных метаморфитов 180—210 (!) млн. лет. В Калабрии, по данным М. Делалье и П. Спадеа, подобный возраст (изохрона 210 млн. лет) имеют амфиболиты пластины, перекрывающей (!) офиолиты, тогда как в последних фиксируется ранний зеленосланцевый и глаукофан-сланцевый (!) метаморфизм около 80—90 млн. лет, а «субзеленосланцевый метаморфизм», налагающийся также на осадки, перекрывающие базальты, 27—30 млн. лет. По мнению авторов настоящего обзора, многие пластины метаморфических пород как в подошве, так и кровле офиолитовых покровов и их древние возрасты отражают полистадийную обдукцию.

В докладе Н. Л. Добрецова на примере метаморфических пород в офиолитовых поясах Северной Азии была дана обширная типизация метаморфических процессов, ассоциирующихся с офиолитами, и их вероятные модели. Это: 1) океанический метаморфизм (низких давлений) в условиях высококого теплового потока и гидротермальной циркуляции; 2) обычный зеленосланцевый — амфиболитовый метаморфизм, соответствующий ранней океанической обдукции и модели «погребения», 3) глаукофан-зеленосланцевый метаморфизм (Калабрия, Япония), близкий к океанической геотерме, соответствует модели субдукции; 4) зональный лавсонит-глаукофановый (пенжинский, раннеальпийский тип), возможно, специальный «контактовый» метаморфизм под горячей плитой с флюидным «сверхдавлением», 5) эклогит-жадеитовый (уральско-калифорнийского типа, проявленный также в главной альпийской фазе) с максимальным сверхдавлением относительно океанической геотермы — соответствует модели многостадийной обдукции и комбинированным моделям [13, 14].

Среди специальных вопросов рассмотрены проблемы изучения радиоляритов. Во всех докладах, касающихся верхнего члена офиолитовой «триады» (В. Бортолотти и др., Ж. Берtrand и др.), проблематичными или неточными оставались возраст и расшифровка палеообстановки. В докладе В. С. Вишневской была предпринята попытка сравнительного изучения верхней составляющей офиолитов Альпийского складчатого пояса. На ряде конкретных примеров из офиолитовой зоны Малого Кавказа, Советских и Румынских Карпат, лигурид Италии, офиолитов Центральной Кубы проанализирован возраст радиоляритов, выявлены их парагенетические ассоциации, показано наличие двух различных генетических типов эффузивно-кремнистых (базальтово-радиоляритовых) серий — глубоководного и относительно мелководного. По просьбе Геологического Апеннинского центра В. С. Вишневской также был прочитан цикл лекций по проблеме изучения возраста и условий формирования радиоляритов.

На заключительном заседании симпозиума было принято решение опубликовать все представленные доклады в специальном выпуске *Ophioliti*, издаваемом Группой по изучению офиолитов Средиземноморья при Национальном Совете научных исследований Италии.

Литература

1. Богатиков О. А., Богданов Н. А., Добрецов Н. Л., Книппер А. Л., Хаин В. Е., Шараськин А. Я. Офиолиты Апеннинского полуострова. — Геотектоника, 1981, № 5, с. 105—112.
2. Добрецов Н. Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых поясов. — Докл. АН СССР, 1974, т. 216, с. 1383—1386.
3. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
4. Добрецов Н. Л., Козак А. П., Молдаванцев Ю. Е. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
5. Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Куртушинского хребта. — Геол. и геофизика, 1976, № 2, с. 123—132.
6. Ефимов А. А., Ленных В. И., Пучков В. Н., Савельев А. А., Савельева Г. Н., Язева Р. Г. Путеводитель экскурсии «Офиолиты Полярного Урала». М.: ГИН АН СССР, 1978. 165 с.

7. *Книппер А. Л.* Офикальциты и другие брекчии, сопровождающие доорогенное становление офиолитовых комплексов.— *Геотектоника*, 1978, № 2, с. 50—66.
8. *Пейве А. В.* Новая модель строения Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: *Тектоника и структурная геология, планетология*. М.: Наука, 1976, с. 21—31.
9. *Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С.* Офиолиты, современное состояние и проблемы исследований.— *Геотектоника*, 1977, № 6, с. 4—14.
10. *Савельева Г. Н.* Ультрабазитовые массивы офиолитов Урала: Автореф. докт. дис. М.: ГИН АН СССР, 1984. 25 с.
11. *Abbate E., Bortolotti V., Principi G.* Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust. *Ofioliti*, special issue, 1, 1980, p. 59—96.
12. *Coleman R. G.* Ophiolites. Berlin: Springer — Verlag, 1977. 229 p.
13. *Compagnoni R.* The Sesia-Lanzo Zone: high pressure—low temperature metamorphism in the Austroalpine continental margin.— *Rendiconti. Soc. Ital. mineral. Petrol.*, 1977, v. 33, p. 335—374.
14. *Dobretsov N. L.* Glaucophane metamorphism and ophiolites.— *Pacific geology*, 1978, v. 13, p. 87—100.
15. *Dobretsov N. L., Kepezhinskas V. V.* Three types of ultrabasic magmas and their bearing on the problem of ophiolites. *Ofioliti*, 1981, p. 221—237.
16. *Miyashiro A.* Classification, characteristics and origin of ophiolites.— *J. Geology*, 1975, v. 83, p. 249—281.
17. Ophiolites. Proc. Internat. Ophiolite symposium, Cyprus, 1979. Nicosia, Cyprus, 1980. 781 p.
18. *Rocci G., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M.* La dualité des ophiolites tetysiennes.— *Petrologie*, 1975, v. 1, p. 172—174.

Геологический институт
 СО АН СССР, Улан-Удэ
 Институт литосферы АН СССР
 Москва

Поступила в редакцию
 27.III.1984

ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА» ЗА 1984 г.

Белоусов В. В., Дмитриева Б. И. О преимущественных простираниях складчатых структур фанерозоя и докембрия	5
Беляков Л. Н., Дембовский Б. Н. Некоторые особенности тектоники севера Урала и Пай-Хоя	2
Борисов А. В. Тектоника и нефтегазоносность Ижма-Печорского мегаблока Тимано-Печорской плиты	5
Буртман В. С. Кинематика Карпатской структурной петли	3
Буш В. А., Казанцев Ю. В., Камалетдинов М. А., Катцунг Г., Кирсанов В. В., Кирюхин Л. Г., Круль П. Сравнительная тектоника Среднеевропейского и Предуральского варисцийских прогибов	1
Гатинский Ю. Г., Зорина Ю. Г., Чистяков А. А. Особенности разломной тектоники Индокитайского региона	5
Гречухин В. В., Лишин В. П., Воевода Б. И. Физические свойства ископаемых углей и вмещающих пород как показатели тектонической истории	5
Григорьев В. Н., Казимиров А. Д., Крылов К. А., Соколов С. Д. Структурное положение и петрохимия датско-палеоценовых базальтоидов Аляктаваамской зоны Корякского хребта	3
Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б. Палеотектонические зоны и покровные структуры Западной Монголии	3
Душейко С. И. Складки зон пластического сдвига, образованные в свекофенское время в беломорском комплексе	4
Ермолов П. В., Паталах Е. И., Ефимов И. А., Полянский Н. В., Пономарева А. П., Найденов Б. М., Хохлов П. И. Метаморфические комплексы и некоторые черты тектоники Зайсанской складчатой системы и Рудного Алтая	4
Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А., Седов А. П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн лет	3
Казьмин В. Г. О двух типах раскола континентов	2
Карьев В. А. Об истории развития палеозойд Центрального Казахстана	4
Когошвили Л. В. Поперечная неотектоническая зональность западной части южного склона Большого Кавказа	3
Конищев В. С. Внутренняя тектоника соляных массивов на древних платформах	3
Коптева В. В., Кузьмин М. И., Томуртоого. Строение верхней части разреза офиолитов Баян-Хонгорской зоны Монголии	6
Косыгин Ю. А. Проблемы раннего докембрия	6
Куренков С. А., Перфильев А. С. Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация	5
Курчавов А. М., Ярмолюк В. В. Размещение континентальных пермских вулканитов Центральной Азии и его тектоническое истолкование	4
Лейтес А. М., Самыгин С. Г. Новые принципы тектонического районирования на примере Урала и Аппалачей	4
Леонов Ю. Г., Сигачев С. П. Тектоническая расслоенность Бартагского параавтохтона (Центральный Памир)	2
Лихт Ф. Р. Морфотектоника и геологическое развитие впадины Японского моря	2
Маркус М. А. Геологическое строение Восточного Кавказа в юре	3
Межвилк А. А. Роль горизонтальных движений в формировании тектонических структур и месторождений Норильского района	1
Никогосян В. А. Центральный разлом среднего Сихотэ-Алиня и его роль в металлогении	3
Омельченко В. Л., Белов А. А., Греков И. И. Ранне-среднепалеозойский вулканизм Передового хребта и палеотектоническая зональность Большого Кавказа	5
Парфенов В. Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур	1
Пейве А. В., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пушаровский Ю. М., Федоровский В. С., Штрейс Н. А. Формирование и тектоническое развитие материков	4
Песков Е. Г. Сводообразование и рифтогенез на Северо-Востоке Азии	2
Поляк Б. Г., Кононов В. И., Хуторской М. Д. Тепловой поток и строение литосферы Исландии в свете новых данных	1
Потапенко Ю. Я. О структурной эволюции метаморфических комплексов Северного Кавказа	2
Пушаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н., Савельева Г. Н., Разнищин Ю. Н. Тектоника и магматические породы Центральной области Тихого океана	2
Пушаровский Ю. М. Основные направления тектонических исследований в СССР на 1986—1990 г.г.	4
Рагозин Л. А. Эпизоды тектогенеза неотектонического этапа Западной Сибири	6
Разваляев А. В. Дорифтовый этап развития Красноморско-Аденской зоны	1

Рихтер А. В. Строение, возраст и структурное положение метаморфических толщ Сахалина	6
Резанов И. А., Шевченко В. И. Глубинное строение геосинклинального трога в Закавказье (по сейсмическим данным)	6
Романько Е. Ф., Шарковский М. Б. К проблеме герцинид в Иранском сегменте Средиземноморского пояса	6
Сиворонов А. А., Бобров А. Б., Малюк Б. И. Морфологические типы раннедокембрийских зеленокаменных структур Среднего Приднепровья	5
Сеславинский К. Б. Палеотектонический анализ глобальных палеозойских карт	4
Слюсарь Б. С. Структуры горизонтального сжатия в северном Преддобруджье	4
Совчик Я. В. О тектоническом районировании и формировании структуры Украинских Карпат	5
Соловьев В. О. Тектонические фазы и проблема планетарной одновозрастности тектогенеза	6
Соловьев Н. Н., Амурский Г. И. Тектонодинамика и нефтегазоносность	1
Сомин М. Л. Некоторые аспекты тектонической обстановки глаукофанового метаморфизма	6
Ступка О. С. О тектоническом режиме архея (на примере Украинского щита)	1
Тихомиров В. В., Малахова И. Г. Проблемы тектоники на Международных геологических конгрессах	1
Хаин В. Е. О одной важнейшей закономерности развития межконтинентальных геосинклинальных поясов Евразии	1
Хрычев Б. А. Картирование взбросов и надвигов Жалаир-Найманской зоны Центрального Казахстана методом отраженных волн (МОВ)	3
Чекунов А. В., Соллогуб В. Б., Старостенко В. И., Харченко Г. Е., Русаков О. М., Козленко В. Г., Костюкевич А. С. Строение земной коры и мантии в зоне планетарного Индийского минимума геопотенциала	1
Шапиро М. Н., Сляднев Б. И., Ландер А. В. Чешуйчато-надвиговая структура северной части Восточно-Камчатского антиклинория	6
Шарков Е. В. Континентальный рифтовый магматизм нижнего протерозоя Карело-Кольского региона	2
Штенгелов Е. С. Связь проявлений современной геотектонической активности с формой поверхности геоида	5
Щербakov С. А., Савельева Г. Н. Структуры ультрабазитов Марианского желоба и разлома Оуэн	2
Эз В. В. Структура Исландии и спрединг океанического дна	3
Юркова Р. М., Пейве А. А., Каледа К. Г., Казимиров А. Д. Метаморфические изменения комплекса габброидов при формировании субконтинентальной коры Корякского хребта	6

Краткие сообщения

Керимов К. М. К вопросу о тектонической природе Куринской впадины	3
Тагиев Р. Э. Новые данные о строении Куринской впадины и юго-восточного погружения Большого Кавказа	5

Критика и дискуссии

Резанов И. А. К дискуссии об условиях преобразования континентальной коры в океаническую	5
Крутиховская З. А. О рельефе поверхности Мохоровичича восточной части Балтийского щита (некоторые замечания к статье Р. В. Былинского, В. А. Глебовицкого, Н. Н. Болгурцева, Г. А. Завинской «Морфология раздела Мохоровичича и Конрада восточной части Балтийского щита»)	3

Рецензии

Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Важный вклад в изучение тектоники и полезных ископаемых республик Советской Прибалтики	4
Комаров Ю. В., Копылов Э. Н., Белоголовкин А. А., Петров П. А. О месте мезозойского гранитоидного магматизма в тектогенезе Байкальской горной области	6
Нагибина М. С. О гранито-сводовом геотектоническом режиме (рецензия на статью Ю. В. Комарова, Э. Н. Копылова, А. А. Белоголовкина и П. А. Петрова «Постгеосинклинальное гранито-сводовое развитие Байкальской горной области в фанерозое». Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 2)	6
Флоренсов Н. А. Новый вариант карты новейшей тектоники южной части Восточной Сибири	5

Хроника

Белоусов В. В. Некоторые впечатления о XVIII Генеральной ассамблее международного геодезического и геофизического союза	1
Зоненшайн Л. П. Вопросы тектоники на XVIII Генеральной ассамблее международного геодезического и геофизического союза	1
Решение совещания «Тектоника и некоторые проблемы металлогении раннего докембрия»	4

Тектоника и некоторые проблемы металлогении раннего докембрия	4
Цейслер В. М. Опыт составления карт геологических формаций	2
<u>Игорь Владимирович Лучицкий (1912—1983)</u>	3
<u>Рустэм Абдрахманович Гафаров (1929—1983)</u>	3
Александр Владимирович Пейве (к 75-летию со дня рождения)	2
Виктор Ефимович Ханн (к 70-летию со дня рождения)	2

ПОПРАВКА

В статье Белоусова В. В., Дмитриевой Б. И., опубликованной в № 5, 1984 г., в условных обозначениях к рис. 1 на стр. 16 знак 1 соответствует знаку 3, а знак 3 соответствует знаку 1.

Редакционная коллегия:

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Ответственный секретарь М. С. МАРКОВ

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, А. А. МОССАКОВСКИЙ,
А. В. ПЕЙВЕ, В. Е. ХАНН, Н. А. ШТРЕЙС**

Адрес редакции:

**109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7. Геологический институт АН СССР
Телефон 230-81-77**

Зав. редакцией Б. Д. Гриль

Технический редактор Е. А. Проценко

Сдано в набор 07.09.84 Подписано к печати 25.10.84 Т-21706 Формат бумаги 70×108^{1/16}
 Высокая печать Усл. печ. л. 10,5 Усл. кр.-отт. 18,1 тыс. Уч.-изд. л. 12,5 Бум. л. 3,75
 Тираж 1697 экз. Зак. 4177

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

В 437

ОСТРОВИТЯНОВА 17-1-116

БАЛУЕВУ А С

70228

Цена 1 р. 40 к.

Индекс 70228

7

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА» имеются в продаже:

МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ. 1977. 112 с. 1 р. 02 к.

В сборнике рассматриваются разнообразные тектонические структуры Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Затрагиваются вопросы, касающиеся механизма развития тектонических структур, особенностей строения природы энергетического источника тектонических деформаций.

Книга рассчитана на исследователей, работающих в области региональной и теоретической геотектоники, тектонофизики, а также интересующихся вопросами методики тектонических исследований.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ТИХОМУ ОКЕАНУ. 1976. 368 с. 3 р. 99 к.

В монографии систематизированы новейшие данные по строению и развитию земной коры и верхней мантии Азиатского континента. Рассмотрены закономерности локализации полезных ископаемых в разновозрастных и различных по строению тектонических элементах.

Работа предназначена для широкого круга исследователей, интересующихся проблемами тектоники и геофизики.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ «КНИГА — ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»