

ПРОБЛЕМЫ ДВИЖЕНИЙ  
И  
СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ  
В КОРЕ  
И ВЕРХНЕЙ  
МАНТИИ



• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

52 17/1.3  
К. Б. Ш.

ПРОБЛЕМЫ ДВИЖЕНИЙ  
И СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ  
В КОРЕ  
И ВЕРХНЕЙ  
МАНТИИ

0454

Ответственный редактор  
академик Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ



МОСКВА  
"НАУКА"  
1985



Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М.: Наука, 1985. 128 с.

Проанализированы главные структурообразующие процессы в коре и их связь с движениями в мантии, в том числе особенности движения литосферы в конвективных моделях эволюции Земли. Большое внимание уделено структурно-динамической расслоенности литосферы, моделям региональных структурообразующих процессов.

Рецензенты:

*М.С. Марков, В.Е. Хаин*

**ПРОБЛЕМЫ ДВИЖЕНИЙ И СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ  
В КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ**

*Утверждено к печати*

*Межведомственным тектоническим комитетом  
и ордена Трудового Красного Знамени  
Геологическим институтом АН СССР*

*Редактор издательства Н.М. Митяшова*

*Художник С.Б. Генкина. Художественный редактор И.Ю. Нестерова  
Технический редактор Г.А. Фетисова. Корректор Р.Г. Ухина*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 28939

Подписано к печати 08.10.85. Т — 19531. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная. Усл.печ.л. 8,0. Усл.кр.-отт. 8,2  
Уч.-изд.л. 9,5. Тираж 750 экз. Тип. зак. 788. Цена 1 р. 40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

## ОТ РЕДАКТОРА

В предлагаемой вниманию читателей книге публикуются статьи, посвященные проблемам движений и структурообразования в коре и верхней мантии Земли. Проведенное Всесоюзное тектоническое совещание по этим проблемам весьма способствовало объективной оценке состояния проводимых исследований и выбору наиболее перспективных путей их дальнейшего развития. Как показывает опыт, сейчас такие совещания особенно актуальны, поскольку в настоящее время существует слишком много взаимного недопонимания между исследователями и разноречий там, где их могло бы и не быть. Под этим есть определенная основа — происходящая ныне смена классической геосинклинальной теории на новые идеи о тектоническом строении и развитии Земли. Благоприятная изучению геологии океанов и палеоокеанических бассейнов, выявлению магматических, геофизических и тектонических неоднородностей в литосфере, достижениям космохимии мы знаем сейчас о строении земных геосфер много больше по сравнению не только с тем периодом, когда работали Дж. Дэна и Э. Ог, но и с тем, что знали всего 20—25 лет назад. Стержневой идеей сейчас постепенно становится аккреционно-деструкционная модель. Но она еще далеко не разработана. На совершенствование новой тектонической теории должно уйти еще немало времени и трудно предсказать, сколько именно. Одно только следует учесть — крайнюю ошибочность взглядов, будто основные проблемы тектоники Земли уже решены, как это полагают отдельные ученые, особенно за рубежом. Научное общение в связи со всем сказанным, обеспечиваемое Тектоническим комитетом на широких совещаниях, трудно переоценить.

Для тектонистов совершенно привычно иметь дело с геофизиками, с их данными, интерпретациями и мыслями. Но в последнее время к изучению земных глубин большой интерес стали проявлять физики. Вместе с тем некоторые геологи начали заниматься физикой (конечно, применительно к решению геологических задач). Все это только подчеркивает значение совместного рассмотрения тектонических проблем.

Проведенное совещание отличалось наиболее широкой проблематикой по сравнению с предыдущими. Основное внимание было сосредоточено на вопросах структурообразования и движений в литосфере. Такая направленность предопределила обмен мыслями по кардинальным разделам геотектоники. В то же время надо полагать, что это обсуждение внесло вклад в реализацию международной научной программы "Литосфера", в разработке которой Советский Союз принимает активное участие.

Серьезное внимание обращено и на более глубокие процессы внутри Земли, поскольку без этого механизмы движений в литосфере не могут быть выяснены. Здесь и вопросы внутренней конвекции, и гравитационно-вещественная дифференциация, и энергетические источники.

Наконец, в поле зрения попали проблемы космологические, поскольку необходимо проникать в первопричины внутриземных процессов. Прежде всего это проблемы аккумуляции планет солнечной системы и движения образующих ее небесных тел – небесной механики. Однако эта тема в данном сборнике не затрагивается.

Совершенствование научных основ тектоники, теоретических тектонических представлений – одно из важнейших условий успешного выполнения крупных по масштабу задач в области развития минерально-сырьевой базы страны, продиктованных запросами народного хозяйства.

*Академик Ю.М. Пуцаровский*

## СВЯЗЬ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ С ГЛУБИННЫМИ ПРОЦЕССАМИ

Проблема рассматривается в философско-методологическом плане, т.е. не в смысле решения поставленных вопросов, а лишь в отношении тех путей, которые могут быть приняты в исследованиях и размышлениях, роли научных и рабочих гипотез и в известной мере научной этики. Философия означает любовь к знанию, и в этом слове в удивительно концентрированной форме дано выражение единства интеллектуальной и эмоциональной сторон в научном поиске.

Перед тектонистами сейчас стоят следующие главные задачи, определяемые достижением конкретных целей: 1) исследование глубоких недр (расширение фронта поисков полезных ископаемых на глубину, геофизика); 2) геологическое (тектоническое) картирование: разработка методов повышения его эффективности; это особенно важно в связи со слабой изученностью ряда областей СССР; 3) фундаментальные (т.е. общие теоретические) задачи осмысливания данных, полученных в приповерхностном слое Земли, для суждения о глубинных процессах и в конечном счете о строении Земли в целом и ее происхождении. Эти научные гипотезы, хотя их может быть очень много, возвращаются к нам в качестве концепций, ориентирующих нас в конкретных научных и практических поисках.

Выделим три вопроса: о структурообразующих процессах, о глубинных процессах, о путях и возможностях установления связей между первыми и вторыми.

1. Представление о структурообразующих процессах связано с непосредственным изучением горных пород, их залеганий и дислокаций, использованием принципов механики (распределение напряжений, физические и реологические свойства горных пород, предполагаемые механизмы, проверка этих предполагаемых механизмов по непротиворечивости их законам механики) и актуализма (современные движения, приложение данных об измеряемых реологических свойствах новейших неуплотненных горных пород и осадков к предполагаемым по распространенной аналогии свойствам древних пород). При подобного рода заключениях по аналогии надо принимать во внимание экспериментальные данные по прочности горных пород, их реологические свойства, по возможным химическим реакциям в них, минералообразованию, изменению минералогического состава, структуры и физических свойств при аномальных давлениях и температурах.

Надо подчеркнуть, что структурообразование нельзя сводить к одной механике; в нем участвуют осадко- и слоеобразование, денудация, воздействие тепла, процессы метаморфизма и магматизма. Эти и другие факто-

ры накладывают свой отпечаток, а иногда и определяют в основном тип образующихся тектонических форм и структур. Но фундаментом в суждениях о роли этих процессов и о самих процессах служат результаты изучения горных пород, их состава, структур, дислокаций и т.д.

Для суждения о механизмах очень важны экспериментальные исследования, имитирующие природные процессы. Для вовлечения результатов экспериментов в выводы о структурообразовании опять же необходимо использование принципа актуализма. Здесь надо сказать о множественности механизмов складкообразования, образования разломов и т.д., а также о возможной неоднозначности решений о механизме и ходе структурообразующих процессов.

Тем не менее широкое использование в таких построениях фактического материала (исследование горных пород, экспериментальные данные) и таких четких принципов, как принципы актуализма и точных наук, делают такие построения весьма вероятными и приближают их к классу эмпирических обобщений. Мало того, представления о структурообразовании проверяемы, и всегда может быть предложен комплекс исследований для их проверки, подтверждения или опровержения. Иными словами, многие из гипотез о структурообразовании (его кинематике и механике) могут быть отнесены к классу рабочих.

Разработка представлений о структурообразовании важна для всей практики геологоразведочных работ по нескольким причинам:

1) решение вопроса о генезисе структурных форм позволяет судить о возможном их распространении по латерали, и, если с этими структурными формами связаны некоторые типы залежей полезных ископаемых, о направлениях поисков полезных ископаемых;

2) таким же образом возникает возможность суждения о распространении структурных форм на глубину, что позволяет ориентировать поиски глубоко расположенных рудных, нефтяных или иных залежей;

3) возникает возможность суждения о закономерностях изменения характера структурных форм по латерали и вертикали, с чем могут быть связаны и предположения об изменениях типов, размеров залежей полезных ископаемых в этих направлениях.

В первом и втором случаях речь идет о закономерностях размещения структурных форм того или иного типа, в третьем — о закономерностях их изменений.

II. Суждения о движениях и других процессах в мантии, т.е. в геосфере, охарактеризованной скоростями упругих волн в некотором принятом в существующих определениях мантии их диапазоне, формируются совершенно иначе.

Горных пород (или иного вещества), находящихся на глубинах мантии, никто не видел и не исследовал. Правда, некоторые горные породы иногда считаются вынесенными из мантии — отдельные ксенолиты, породы морского дна. Однако это не всегда строго доказывается.

Высказывания о "полном разрезе коры" для различных участков Тихого океана, для Индийского и Атлантического океанов основаны на отрывочных наблюдениях, дающих право на развитие гипотез, но не на уверенные и окончательные выводы.

По аналогии с породами морского дна некоторые породы континентов

(офиолиты) также считаются мантийными. Некоторые излившиеся породы (базальты) связываются с мантийными глубинами, это очень вероятно, но и в этом смысле сами породы эти формируются на поверхности Земли.

Отдавая дань уважения всем гипотезам о принадлежности тех или иных пород к мантии, укажем все же, что вопрос этот остается открытым, и мы пока не можем уверенно и непосредственно изучать горнопородный состав мантии. Тем более мы нигде не можем непосредственно наблюдать ни последовательности пород, ни структурных форм на глубинах мантии, что исключает использование принципа актуализма при исследовании движений и процессов в мантии. По тому же принципу мы не можем применять законы механики к разработке представлений о возникновении и развитии таких-либо конкретных структурных форм на мантийных глубинах.

III. Поэтому суждения о движениях и процессах на мантийных глубинах основываются только на данных, получаемых в близповерхностных зонах Земли, экспериментах, геофизических наблюдениях, исследованиях некоторых экзотических пород, т.е. косвенных данных.

Геофизические данные дают нам непосредственное представление о геофизических полях, но лишь косвенные и гипотетические — о горнопородном или химическом составе на больших глубинах. Эти представления вытекают из реконструируемых нами процессов структурообразования. Так, одни исследователи по геологическим наблюдениям, истолкованию линейных магнитных аномалий и сейсмометрических данных делают вывод о горизонтальном смещении крупных плит, и отсюда идет геологически оправданное умозаключение о конвективных течениях, а другие, делающие из своих наблюдений (в том числе геофизических и геохимических данных) вывод о ведущей роли вертикальных структурообразующих движений, приходят к выводу о преобладании на мантийных глубинах вертикальных же перемещений, связанных с неоднородно распределенной и неравномерно протекающей гравитационной дифференциацией вещества планеты. Разумеется, что в рассуждениях о возможных движениях и процессах на больших глубинах вовлекается разнообразный геофизический, геохимический и экспериментальный материал, а также возникают различные гипотезы, например о распределении температур и давлений с глубиной, о вязкости и других реологических свойствах.

Следовательно, если так или иначе формулируются представления о движениях и процессах на мантийных глубинах, то в этих представлениях уже заложены гипотезы о связи процессов со структурообразованием. Поэтому обратный ход рассуждений от глубинных процессов (область научной гипотезы) к структурообразованию (область эмпирических обобщений и рабочих гипотез) не может внести нового в знания о связи структурообразования с глубинными процессами в мантии. Заметим при этом, что хорошо разрабатываемые научные гипотезы о глубинном строении Земли и глубинных процессах являются важным ориентиром в конкретных исследованиях. Поэтому неправильно считать, что научные гипотезы вообще бесполезны. Их скорее всего можно сравнить с маяками на пути развития научного познания Земли.

В некоторых случаях как будто бы представляется возможным непосредственно судить о связи движений на мантийных глубинах со структуро-

образованием. Я имею в виду крупные неотектонические поднятия над участками "разуплотненной мантии". Здесь все получается очень логично. Разуплотнение глубинного ("мантийного") вещества представляется вполне бесспорным. Однако надо учесть, что и в этом случае совершенно не ясно, какое вещество превращается в какое следствие разуплотнения. Мы располагаем только геофизическими данными и оперируем только скоростями и плотностями, но отнюдь не самим веществом (в его горнопородном или химическом выражении). Мало того, мы принимаем гипотезу о наличии однозначной функциональной зависимости скорости и плотности. Однако мы уже убедились, что это может быть далеко не так. При исследованиях в различных районах Дальнего Востока и Сибири оказалось, что при выровненности и примерно одинаковых глубинах М (что хорошо увязывалось бы с представлением о плоском и горизонтальном залегании толщ в низах коры) гравиметрия дает картину неравномерного распределения масс по их плотности, расположения центров гравитирующих масс на различных уровнях, часто превышающих глубины поверхности М. Это в переводе на геологический язык могло бы означать весьма "неспокойные" структурные условия с наличием ряда значительно поднятых и опущенных блоков. Здесь нет прямой корреляции между сейсмометрическими и гравиметрическими данными, и создается впечатление, что волновые границы формируются вне отчетливой связи с горнопородными границами, хотя полностью такую связь нельзя отрицать, и она в какой-то степени должна сказываться на поведении волновых границ.

Отметим, что изложенное касается метаморфической оболочки Земли, а в пределах "рыхлых" неглубоко залегающих толщ нефтеносных бассейнов корреляция между скоростями, плотностями и литологическим составом весьма велика, но к низу, к сожалению, она исчезает.

Резюмируя этот пример, скажем, что в умозаключениях о связи структурообразования с разуплотненной мантией включаются по крайней мере две кардинальные научные гипотезы: во-первых, предположение о высокой коррелируемости скоростных и плотностных характеристик, во-вторых, допущение того, что вещество, плотность которого опосредованно определена по сейсмометрическим данным, не изначально было таким, а пришло в современное свое состояние в результате процесса разуплотнения. Обе гипотезы нуждаются в проверке и корректировке, хотя связь между разуплотнением мантии и неотектоническими поднятиями представляется вполне очевидной. Однако вспомним, сколько вполне очевидных представлений в науке оказалось ложными при последующих исследованиях или открытиях. Например, понижение скоростей здесь может быть связано не только с изменениями плотности, но и с изменениями температур, а причина неотектонического поднятия может заключаться не в "разуплотнении мантии", а в более общем и более глубинном явлении, обуславливающем поднятие некоторого блока в целом, а также при этом его разогревание и другие изменения.

Приведенные два примера понимания связи структурообразования с глубинными процессами — плитный и вертикальный — принадлежат к огромному, практически бесконечному множеству различных вариантов, поэтому их нельзя считать альтернативными. "Лес гипотез", связывающих нас с представлениями о мантии, очень велик и густ, а часто уподо-

бляется непроходимым дебрием. Однако в благородном стремлении к познанию тайн природы это не должно нас смущать. Мы должны разрабатывать и свободно обсуждать различные построения, касающиеся глубин Земли. Мы должны эти представления подкреплять или опровергать, не игнорируя малейших новых фактических данных, независимо от их специализации. Это поведет к развитию нашего общего знания о глубинах Земли. Различные позиции ученых будут способствовать развитию общего прогресса в поисках дальнейших путей исследования.

Наша работа с научными гипотезами необходима — она освещает пути проникновения человека к глубоким недрам Земли в практических целях. Надо только иметь в виду, что все мы вовлечены в огромную коллективную работу, для успеха которой нужны осмотрительность и такт, кооперация, а не конфронтация. Путник, прочно сидящий в седле своей гипотезы, рискует сбиться с пути. Нужна гибкость. Не надо сражаться друг с другом с неустрашимостью и отвагой рыцарей короля Артура. Надо спешиться, отбросить в сторону копьё, снять латы и спокойно обсуждать общее дело с самых разнообразных точек зрения. Думается, что это самый правильный путь к созданию фундаментальных основ науки о Земле.

УДК 551.24

*П.Н. КРОПОТКИН*

## **НОВАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ СТРУКТУР В ЗЕМНОЙ КОРЕ**

### **СТРУКТУРЫ СЖАТИЯ И РАСТЯЖЕНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ**

В геологическом прошлом и в современную эпоху происходит одновременное формирование складчатых структур и надвигов в обстановке горизонтального сжатия земной коры и образование и расширение рифтов и грабенов в обстановке растяжения. Исследования последних лет показали крупные масштабы горизонтальных перемещений при образовании пологих надвиговых чешуй — шарьяжей. Это стало возможным благодаря бурению, связанному с поисками месторождений нефти и газа, скрытых под надвигами, и в результате сейсмопрофилирования на океанах по методу отраженных волн. Оно позволило проследить погружение океанической коры под островные дуги с горизонтальным перемещением в десятки километров.

В краевых частях Скалистых гор США и Канады, а также по краю Аппалач, надвинутых на Северо-Американскую платформу, в результате детальных сейсморазведочных работ и бурения с 1975 г. были обнаружены под надвигами и шарьяжами десятки месторождений. В СССР нефтяные и газовые месторождения под надвигами давно были известны во внешней, Скибовой, зоне Карпат. Недавно они обнаружены в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и в Сурхардарьинской впадине [17, 51].

Разведочные работы и съемки показали, что шарьяжи польской части Карпат продвинуты на 30–70 км. Горизонтальные перемещения по надви-

гу Эльдorado—Ломбард в штате Монтана, США (где протерозойские породы надвинуты на палеозойские и мезозойские отложения) достигают 80 км. В штатах Вайоминг и Юта перемещения в восточном направлении составляют 50 км в западных и 100 км в восточных системах надвигов этого пояса шарьяжей. В поясе надвигов, протягивающихся от штата Алабама до штата Вермонт, сейсмические исследования и бурение показали такие же крупные масштабы смещений. Существуют предположения, что вся складчатая система Аппалач шарьирована с востока на Аппалачский прогиб с горизонтальным перемещением, достигающим 160 км [33, 47].

Эффектные примеры шарьирования крупных тектонических пластин на большие расстояния известны в Гималаях [1, 40] и в Омани, где произошла обдукция океанической коры — надвигание офиолитового комплекса на край докембрийской Аравийской платформы [46].

Хотя в некоторых случаях (Гималаи, Альпы) смещение покровов на 100 км облегчалось гравитационным тектогенезом, т.е. оползневым скольжением фронтальных частей шарьяжа по поверхности, имеющей пологий наклон в сторону передового прогиба, основу механики всех крупных шарьяжей составляет интенсивное горизонтальное сжатие. Оно приводит к смещению пластин по поверхностям, полого поднимающимся в направлении движения шарьяжа.

Механика скольжения сравнительно тонких пластин казалась совершенно непонятной до тех пор, пока М. Хабберт и В. Раби не предложили модель, в которой учтена роль аномально высоких пластовых давлений (АВПД) в поровой жидкости у подошвы шарьяжа [48, 53]. АВПД на глубине в несколько километров нередко наблюдаются вблизи надвигов в Альпийском складчатом поясе (например, в нефтеносных районах Ирана и о-ва Тайвань) [3] и достигает 60–90% величины геостатического (литостатического) давления. В некоторых случаях аномальное давление оказывается даже немного выше геостатического [5]. Гипотезу М. Хабберта и В. Раби подкрепляют приведенные К.А. Аникиевым и нами доказательства вторжения глубинных сжатых газов как основной причины возникновения АВПД [13].

В сейсмологии сейчас все более укрепляется мнение, что смещения в очагах землетрясений также происходят при участии флюидно-газовой фазы, которая играет роль смазки и облегчает скольжение. Скорее всего, движение шарьяжей происходит импульсным путем, в моменты внедрения глубинных сжатых газов, инъецированных по разрыву. При достаточно высоком значении АВПД шарьяж может смещаться почти как на воздушной подушке. Во всяком случае, наличие поровой жидкости значительно снижает трение на поверхности его скольжения.

Многое прояснилось и в механике образования структур, связанных с растяжением и разрывом земной коры — грабенов, рифтов, рифтогенных прогибов. Реконструкции показали, что при формировании рифтогенной депрессии между хребтом Сьерра-Невада и плато Колорадо произошло растяжение на 140 км с увеличением ее ширины на 65% [69]. При образовании грабенов Суэцкого и Калифорнийского заливов поверхность коры в зонах растяжения возросла на 30–100%. Механизм их расширения был связан с образованием пологих сбросов, по которым ограниченные ими блоки смещались друг относительно друга подобно колоде карт, растянутой в наклонном положении. Одновременно сократилась средняя толщина

коры [41, 68]. Такой механизм растяжения и сокращения мощности земной коры на окраинах континентальных глыб был описан нами ранее [11]. Было отмечено также, что многие синеклизы на платформах — Московская, Виллюйская, Амазонская и другие — формировались в условиях растяжения и уменьшения толщины земной коры или литосферы в целом. Об этом свидетельствуют грабены и авлакогены в их фундаменте, ориентированные по оси синеклиз [14]. Сейчас подобный механизм детально изучен на примере синеклизы Парижского бассейна [43].

Хорошо изучена история впадин Красного моря и Баффинова залива, формировавшихся в такой стадии растяжения, когда происходил полный разрыв материковой коры и на оси депрессии возникала зона с корой океанического типа. Формирование океанических впадин в процессе спрединга, т.е. нарастания новой коры в рифтовых зонах, доказано изучением полюсовых магнитных аномалий в океанах и результатами бурения морского дна [19, 25, 29, 31].

Имеются достаточно обоснованные мобилистские реконструкции расположения материков и океанов в позднем палеозое, мезозое и кайнозое [8, 34, 42, 54]. Компенсация прироста общей поверхности земной коры в зонах спрединга осуществляется в процессе складчатости, образования надвигов и шарьяжей и погружения краев литосферных плит в зонах субдукции [12].

#### СЖАТИЕ И РАСТЯЖЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В МОДЕЛЯХ ПОДКОРОВОЙ КОНВЕКЦИИ

В современной теории тектоники литосферных плит единовременность процессов растяжения, сопровождаемых спредингом в океанах и уменьшением толщины коры в грабенах и рифтах на материковых массивах, с одной стороны, и процессов сжатия, скучивания земной коры в складчатых поясах — с другой, рассматривается как результат конвекционной циркуляции вещества в мантии Земли.

В качестве причин такой циркуляции указываются тепловое расширение наиболее глубоких слоев мантии, вызывающие конвекцию, гравитационная дифференциация, выдавливание наиболее пластичных масс при сокращении радиуса Земли. Поскольку при этом перемещаются большие по объему массы мантийного материала (теряющие, скажем, вследствие дифференциации не более 1–3% своего объема), в любом случае, согласно принципу неразрывности, который лежит в основе механики сплошных сред, должны возникать замкнутые на себя потоки, т.е. ячеек циркуляции. Для перемещения массы большого объема вверх, вниз или в сторону (по горизонтали) в сплошной среде нет свободного места, если не переместится масса такого же объема, находящаяся впереди нее. Позади движущейся массы также не образуется пустота. Это пространство тотчас заполняется другими массами. Таким образом, вся система перемещений оказывается возможной только в непрерывной цепи, в системе замкнутых на себя струй сплошного потока. В силу постоянства объема в единицу времени через любую плоскость, пересекающую Землю, пройдет в одну сторону такой же объем вещества, как и в противоположную сторону. Через концентрическую сферическую поверхность, если радиус Земли постоянен ( $R = \text{const}$ ), пройдет снизу вверх такой же объем вещества, как и сверху вниз.

Таким образом, в любой геодинамической модели, допускающей горизонтальное перемещение материков, их подкорковых слоев или литосферных плит на тысячи километров, должна иметь место конвекция — либо тепловая (связанная с температурными изменениями объема), либо, что более вероятно, "вынужденная", связанная с гравитационной дифференциацией или со знакопеременными изменениями радиуса Земли. Как пример вынужденной конвекции в механике обычно приводится перемешивание вязкой массы в бетономешалке.

Над поднимающимися и расходящимися в противоположные стороны потоками циркуляции возникают зоны растяжения, а в областях стока подкорковых течений — зоны, которые характеризуются горизонтальным сжатием в направлении, перпендикулярном к простиранию такой зоны.

Посмотрим, однако, насколько обоснованы различные модели конвекции. Рассматривая известные модели тепловой конвекции в мантии, В.А. Магницкий и Е.В. Артюшков [23] подчеркнули, что "прямые данные о существовании такой конвекции отсутствуют. Более того, маловероятно, чтобы она могла там происходить в действительности. Дифференциация по плотности сопровождается накоплением легкого материала в верхней мантии. Поскольку коэффициент теплового расширения мантии невелик:  $\alpha = 10^{-5}$ , то плотностные различия, связанные с разным химическим составом, обычно гораздо больше, чем разность плотности, обусловленная различной температурой. Поэтому легкий материал в верхней мантии, даже будучи более холодным, не может погрузиться под еще не дифференцированный и поэтому более тяжелый материал нижней мантии" (с. 507). В.П. Мясников и В.Е. Фадеев [27], рассмотрев различные модели конвекции, пришли к выводу, что "представления, основанные только на термической конвекции, недостаточны для адекватного описания процесса эволюции" (с. 208).

Наиболее обоснованная модель вынужденной конвекции, связанной с гравитационной дифференциацией, была предложена Э. Краусом [56] и Е.Н. Люстихом [22]. По Э. Краусу, дифференциация в верхней мантии ведет к обособлению гранитной магмы, проникающей вверх, в кору, и увеличивающей таким образом объем "гранитного" слоя. Очищенный от этих легких дериватов материал ультраосновного состава становится более плотным, чем недифференцированная мантия на том же уровне. Он погружается вниз, тонет, создавая подкорковые течения, направленные к зонам дифференциации и формирующие характерную двустороннюю складчатую структуру орогена над ними. Е.Н. Люстих [22], критикуя гипотезу тепловой конвекции, писал, что "более вероятно предположение, что текущая тектоническая деятельность связана с гравитационной дифференциацией верхней части земной оболочки. Теряя легкие компоненты, этот слой становится тяжелее, чем подстилающая его геосфера, и устремляется вниз; так может порождаться конвекция более мощная, чем тепловая. Активные периоды такой "геохимической" конвекции можно связывать с наиболее крупными тектоническими переворотами" (с. 5).

Как показано в следующем разделе, проверка этих моделей на основании анализа глобальных гравиметрических данных и напряженного состояния пород в земной коре не позволяет считать тепловую конвекцию или гравитационную дифференциацию основной причиной тектогенеза. Эти меха-

низмы, может быть, вносят второстепенный вклад в динамику глубинных механических процессов. Но ее основу, по-видимому, составляет вынужденная конвекция, связанная со знакопеременными, "пульсационными" изменениями радиуса Земли.

Сомнительной остается способность глубинных течений сдвинуть блоки земной коры в горизонтальном направлении. Дело в том, что пластичная астеносфера должна играть роль смазки, резко ослабляющей сцепление между жесткой корой и слоями мантии, участвующими в конвекции на большой глубине.

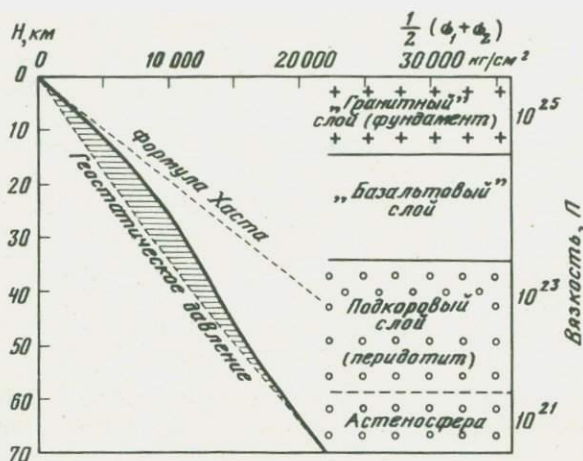
#### ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

В геодинамических моделях, основанных на тепловой конвекции или геохимической дифференциации в мантии Земли, горизонтальное подкорое течение рассматривается как движение масс в верхней мантии из области с более высоким геостатическим давлением  $P_1$  в область с давлением более низким  $P_2$ . Таким образом, в качестве движущей силы здесь используется разность давлений  $\Delta P = P_1 - P_2$  на эквипотенциальных (уровневых) поверхностях гравитационного поля Земли. Механическая работа осуществляется за счет потенциальной гравитационной энергии масс, участвующих в конвекции. Следовательно, это механизм того же типа, что и гравитационный тектогенез — скольжение масс под уклон.

В таких моделях растяжение коры должно преобладать примерно на 50% поверхности Земли, в областях, примыкающих к зонам восходящих течений, а сжатие — приблизительно на такой же площади, примыкающей к зонам их стока. Расчетная величина горизонтальных сжимающих напряжений не превышает в таких моделях нескольких десятков килограмм на квадратный сантиметр [4].

Ни то, ни другое не соответствует гравиметрическим данным и фактически наблюдаемой картине распределения напряжений. Сейсмологические данные и результаты измерений напряженного состояния горных пород в складчатом или кристаллическом фундаменте показывают, что на 90% поверхности Земли кора охвачена горизонтальными сжимающими напряжениями, которые значительно выше геостатического давления  $P = \gamma H$ , где  $\gamma$  — удельный вес пород,  $\text{г/см}^3$ ;  $H$  — глубина, м. Они достигают в глубоких рудниках  $1000 \text{ кгс/см}^2$  и возрастают с глубиной приблизительно так, как это описывает эмпирическая формула Н. Хаста:  $(\sigma_x + \sigma_y) = 0,98 H + 180 \text{ кгс/см}^2$ . Здесь  $\sigma_x, \sigma_y$  — сжимающие напряжения по двум взаимно перпендикулярным направлениям, соответствующим осям того эллипса, который представляет собой горизонтальное сечение эллипсоида напряжений,  $H$  — глубина [15, 28, 52].

Для геостатического давления в коре мы имеем формулу  $P \approx 0,27 H$ . Следовательно, добавочные тектонические напряжения (по двум горизонтальным осям) составляют  $(\sigma_1 + \sigma_2) = (\sigma_x + \sigma_y) - 2P \approx 0,44 H + 180 \text{ кгс/см}^2$ , т.е. около  $1500 \text{ кгс/см}^2$  на глубине 3,6 км. Это соответствует измерениям напряженного состояния, сделанным в самом глубоком руднике на месторождении золота Колар в Индии. Величина тектонических стрессов и скалывающих напряжений, действовавших в палеозое, опре-



Р и с. 1. Изменение величины горизонтального сжатия в земной коре и верхних слоях мантии, рассчитанное в соответствии с формулой Н. Хаста (в верхней части "Гранитного" слоя, экстраполяция) и величиной геостатического давления (в астеносфере)

Заштрихована величина добавочных напряжений  $\left( \frac{\sigma_x + \sigma_y}{2} - P \right)$

делена с помощью микроструктурного анализа милонитов как 350–1800 кгс/см<sup>2</sup> [71].

Вероятно, добавочные напряжения достигают максимума на глубине 10–40 км (т.е. на том уровне, где освобождается более 70% сейсмической энергии земного шара) и снижаются почти до нуля в астеносфере (рис. 1).

Трещины, которые пересекают массивы гранитов, кварцитов и других наиболее прочных пород, милониты и зоны дробления, доказывают, что "эти массивы, по крайней мере в течение истории Земли, находились в напряженном состоянии, которое нередко достигало предела прочности слагающих их пород" [26, с. 143]. Скалывающие напряжения в них должны были достигать примерно 1000 кгс/см<sup>2</sup>. Для того чтобы под действием горизонтального стресса были воздвигнуты такие хребты, как Альпы и Гималаи, а "корни гор" (компенсационные выступы) вдавлены вниз, в мантию на десятки километров, необходимо боковое сжатие в коре, достигающее 1500–2000 кгс/см<sup>2</sup>. Как подсчитал еще А. Гейм, это сжатие должно превысить геостатическое давление ( $P = 275$  кгс/см<sup>2</sup> на 1 км) и составить 1650 кгс/см<sup>2</sup>, что соответствует весу хребта высотой 6 км.

По амплитуде изостатических аномалий вблизи зон субдукции, зная наклон поверхности надвига, также можно определить величину горизонтальных сжимающих напряжений, ориентированных перпендикулярно к желобу и островной дуге. По оценкам Б. Гутенберга, С.А. Ушакова, О.Г. Сорохтина и нашим, она составляет около 1000–2000 кгс/см<sup>2</sup> [18, 36].

Более детальный анализ показывает, что напряжения в породах фундамента вдали от молодых складчатых поясов более изотропны ( $\sigma_x \leq 2\sigma_y$ ), тогда как в складчатых поясах и вблизи них наблюдается резкое

преобладание сжатия по направлению, перпендикулярному к простиранию складчатости; отношение  $\sigma_x/\sigma_y$  иногда доходит до 10. Здесь горизонтальное сжатие охватывает не только фундамент, но и нижние слои осадочного чехла. Значительная величина и анизотропия напряжений доказаны в них путем исследования деформационной эллиптичности поперечного сечения скважин и ориентировки трещин гидроразрыва в кернах, например вблизи пояса Скалистых гор США и Канады [50]. О том же свидетельствуют деформации волнообразного коробления горизонтально залегающих слоев в каменоломнях. В нескольких каменоломнях на окраине Северо-Американской платформы, примыкающей к северным Аппалачам (штаты Онтарио и Квебек в Канаде), уже давно наблюдалось, что после снятия нагрузки верхних, выработанных слоев горизонтальные пласты известняков и песчаников неожиданно трескаются и изгибаются в виде пологих антиклиналей. Сейчас доказано, что это происходит под действием горизонтальных сжимающих напряжений  $\sigma_x = 300 \text{ кгс/см}^2$ ,  $\sigma_y = 100 \text{ кгс/см}^2$  [38].

Сейсмологические данные позволяют определить ориентировку осей эллипсоида напряжений в очаге землетрясения и общую геодинамическую обстановку, которая может соответствовать сжатию (надвиги, взбросы), растяжению (сбросы) или возникновению сдвиговых дислокаций. Комплексные исследования, в которых используются сейсмологические и геологические данные (ориентировка складок и разрывов, смещения по ним) и результаты измерений напряженного состояния массивов горных пород *in situ*, позволяют составить представление о поле напряжений земной коры. На территории США выделяются, во-первых, зоны сжатия с ориентировкой оси наибольшего сжатия, которая варьирует от широтной до юго-запад—северо-восточной в пределах Северо-Американской платформы, северо-запад—юго-восточной в Аппалачах и на плато Колорадо и становится почти меридиональной в северо-западной части США.

Зоны растяжения протягиваются в Провинции Бассейнов и Хребтов (между плато Колорадо и хребтом Сьерра-Невада при северо-запад—юго-восточной ориентировке оси растяжения) и вдоль восточного края Скалистых гор, т.е. в зоне предгорного прогиба. Ориентировка растягивающих усилий варьирует здесь в широких пределах. Эта зона расширяется на юго-востоке, переходя в пояс сбросов Галф-Коста, обрамляющий с севера впадину Мексиканского залива. От Калифорнийского залива к г. Сан-Франциско протягивается в северо-западном направлении зона крупного сдвига по разлому Сан-Андреас и сопряженных с ним разрывных разрушений. В ней доминирует сжатие меридионального направления, ориентированное под углом  $40^\circ$  по отношению к линии сдвига [70, 72].

Такое же разнообразие полей напряжений (интенсивное сжатие вкрест простирания Альп, растяжение наискось и поперек Рейнского грабена) выяснилось из совокупности результатов натуральных измерений на глубине и у поверхности, сейсмологических данных и анализа неотектоники на территории Швейцарии, Австрии и южной части ФРГ [61, 65]. Значительное горизонтальное сжатие, ориентированное вкрест простирания хребта, установлено на Среднем и Южном Урале по измерениям в глубоких рудниках [2].

Сейсмологические данные свидетельствуют о том, что не только актив-



ные окраины литосферных плит, где происходят субдукция и складчатость, но и внутренние части этих плит охвачены сжимающими горизонтальными напряжениями различной ориентировки. Это характерно для Северо- и Южно-Американской плит [58], Тихоокеанской плиты [60] и, по-видимому, для всего ансамбля литосферных плит земного шара [64]. Растяжение наблюдается в срединно-океанических хребтах на расстоянии до 200–300 км от их оси [4], в рифтовых зонах Восточной Африки и Байкала, в Провинции Бассейнов и Хребтов, местами в окраинных и внутренних морях (Южно-Каспийская впадина) и по их периферии. Площадь зон растяжения составляет не более 5–10% поверхности Земли. Даже в Исландии по обе стороны Центрального грабена и в 200 км к северу от Байкальской системы рифтов в рудниках на р. Маме наблюдается интенсивное горизонтальное сжатие [28].

Таким образом, реальная картина напряженного состояния земной коры резко отличается от того, что рисуют известные схемы тепловой конвекции или подкорковых течений, связанных с гравитационной дифференциацией. Растяжением охвачено не 50%, а 5–10% земной поверхности, величина сжимающих напряжений в десятки раз больше, чем следует из этих схем, а их глобальное преобладание указывает на то, что тектоническое сжатие возникло вследствие сокращения радиуса Земли. Такое сокращение предполагается на неотектоническом этапе ее развития, т.е. в течение неогена и четвертичного периода [24].

Рис. 2. Ансамбли литосферных плит и расположенные между ними пояса поздне-мезозойской и кайнозойской складчатости (Альпийско-Гималайский, Тихоокеанский) и области тектонической активизации, происходившей в обстановке горизонтального сжатия (Восточная Азия)

1–3 – области, в которых в течение позднего мезозоя и кайнозоя происходило удаление континентальных блоков земной коры друг от друга и нарастание новой океанической коры между ними (спрединг): 1 – Гондванская (а – Африканская плита и часть Антарктической, б – плиты Южно-Американско-Атлантическая и Индо-Австралийская), 2 – Лавразийская (а – Северо-Американско-Атлантическая плита, б – плита Северной Евразии и Северо-Восточной Атлантики), 3 – Тихоокеанская (а – Тихоокеанская плита и часть Антарктической, б – плиты Наска и Кокос); 4 – главные поддвижки; 5 – глубоководные желоба и предгорные прогибы (пунктиром на их продолжении показаны границы подвижных поясов); 6, 7 – подвижные пояса поздне-мезозойского и кайнозойского времени: 6 – области альпийской складчатости и тектонической активизации, связанной со сжатием земной коры, 7 – области растяжения в депрессиях и окраинных и внутренних морях, вероятно связанные с подъемом мантийных диапиров, выдавленных снизу; 8 – рифты (оси спрединга – двойная линия) и осевые зоны срединно-океанических хребтов в границах, приблизительно соответствующих изохроне 10 млн. лет (пунктир); 9 – кайнозойские рифтовые зоны на материках и в Арктическом бассейне; 10 – трансформные разломы, сдвиги, глубинные разломы на границах литосферных плит; 11 – направление движения материковых платформ; 12 – полюсы вращения литосферных плит (А – Средней Евразии и Северо-Восточной Атлантики, IA – Индо-Австралийской, NA – Северо-Американской, NP – Тихоокеанской, SA – Южно-Американской, SP – юга Тихого океана и Антарктики), определенные по ориентировке трансформных разломов (а) и по скоростям спрединга (б); 13 – оси положительных аномалий силы тяжести (в свободном воздухе и в изостатической редукции) и поднятий геоида, указывающие на концентрацию избыточных масс; 14 – линии профилей (см. рис. 3).

Литосферные плиты: 1 – Северо-Американско-Атлантическая, 2 – Южно-Американско-Атлантическая, 3 – Северная Евразии и Северо-Восточной Атлантики, 4 – Африканская, 5 – Восточно-Азиатская, 6 – Индо-Австралийская, 7 – Тихоокеанская, 8 – Антарктическая, 9 – Наска, 10 – Кокос, 11 – Аравийская, 12 – Филиппинская



Не обнаруживается и той разности давлений ( $\Delta P$ ) на урвненных поверхностях в верхней мантии, которая в моделях термической и "геохимической" конвекции приводит к горизонтальному перемещению материков или литосферных плит в направлении от максимума к минимуму геостатического давления  $P$ . Гравиметрические исследования давно показали, что на глубине 60–100 км и ниже имеет место общая изостатическая компенсация, т.е. приблизительно равенство давления  $P$  на каждой эквипотенциальной поверхности земного гравитационного поля. Такое равенство давлений реализуется в сравнительно пластичном слое астеносферы на уровне, который соответствует поверхности изостатической компенсации [21].

Заметные отклонения от глобального равенства давлений, соответствующего полному изостатическому равновесию, занимают небольшую площадь и устанавливаются по величине аномалий силы тяжести в изостатической редукции или близких к ним по знаку и величине аномалий силы тяжести в свободном воздухе  $\Delta g_F$ . Анализ изменений скорости и уровня движения искусственных спутников в сочетании с наземными гравиметрическими измерениями позволил составить сейчас достаточно детальную карту аномалий силы тяжести в свободном воздухе и соответствующих ундуляций геоида, т.е. неровностей его поверхности [63]. Как видно на рис. 2 и 3, положительные аномалии  $\Delta g_F$  протягиваются по Тихоокеанскому и Альпийско-Гималайскому поясам кайнозойской складчатости. Они соответствуют максимумам геостатического давления  $P$  на урвненных поверхностях в верхней мантии. Между тем в конвекционных схемах, рассмотренных выше, складчатые пояса как зоны стока подкоровых течений должны были бы, напротив, соответствовать минимумам геостатического давления [55].

Рис. 3. Профили, показывающие аномалии силы тяжести в свободном воздухе  $\Delta g_F$  (мГал) и превышения геоида над сфероидом (м; знак минус показывает, что поверхность геоида проходит ниже поверхности сфероида)

1 — превышения геоида; 2 — аномалии  $\Delta g_F$ ; 3 — поддвиги; 4 — рифтовые зоны; 5 — материк, острова (включая шельф). Под каждым профилем приведен схематический разрез земной коры и верхней мантии (отношение горизонтального и вертикального масштабов 1:5), отмечены главные поддвиги (зоны субдукции и др.) и раздвиги (зоны спрединга). Стрелки указывают относительное перемещение блоков, пересеченных разломами. Географическое положение профилей: AA' (80° в.д.): 1 — Индийский океан, 2 — о-в Шри-Ланка, 3 — Индийская платформа, 4 — Гималаи, 5 — Куньлунь, 6 — Тянь-Шань, 7 — Западно-Сибирская низменность; BB' (155° в.д.): 1 — рифт на Австрало-Антарктическом поднятии, 2 — Тасманово море, 3 — Коралловое море, 4 — архипелаг вблизи о-ва Новая Гвинея, 5 — Соломоновы острова, 6 — Каролинские острова, 7 — Тихий океан; CC' (165° з.д.): 1 — Тихий океан, 2 — п-ов Аляска, 3 — Берингово море и его восточное побережье, 4 — Чукотское море, 5 — Северный Ледовитый океан; DD' (45° з.д.): 1 — Антарктида, 2 — море Уэдделла, 3 — Южные Оркнейские острова, 4 — подводный хребет западнее о-ва Южная Георгия, 5 — Атлантический океан; EE' (45° с.ш.): 1 — Тихий океан, 2 — Береговой хребет, 3 — Скалистые горы, 4 — Северо-Американская платформа, 5 — Аппалачи; FF' (37,5° с.ш.): 1 — Китайская платформа, 2 — Желтое море, 3 — Корейский пролив, 4 — о-в Хонсю, 5 — Тихий океан; GG' (по экватору): 1 — Тихий океан, 2 — рифт на Восточно-Тихоокеанском поднятии, 3 — Перуанский желоб, 4 — Кордильеры, 5 — Южно-Американская платформа, 6 — Атлантический океан; HH' (20° ю.ш.): 1 — рифт на Восточно-Тихоокеанском поднятии, 2 — Чилийский желоб, 3 — Анды, 4 — Южно-Американская платформа, 5 — Атлантический океан, 6 — рифт на Срединно-Атлантическом хребте

Отрицательные аномалии  $\Delta g_F$  находятся главным образом в океанах, оси минимумов проходят недалеко от срединных хребтов, т.е. от тех зон, где в известных схемах конвекции должны были бы, напротив, находиться максимумы  $\Delta g_F$  и геостатического давления<sup>1</sup>. Пониженное геостатическое давление (на глубине около 40 км) обнаруживается здесь и по сейсмологическим данным, если определять плотность слоев коры и мантии по скоростям распространения волн.

Следовательно, если бы подкоровые течения возникали благодаря той разности геостатического давления в верхней мантии, на которую указывают аномалии силы тяжести, они имели бы направление от молодых складчатых поясов к расположенным между ними частям океанов и континентов, противоположное тому, которое соответствует кинематике литосферных плит.

Отсюда ясно, что геодинамику определяет иной механизм, приводящий к нагромождению, скучиванию масс коры и верхней мантии в поясах молодой складчатости. Эта концентрация масс отчетливо проявляется в зонах положительных изостатических аномалий и аномалий силы тяжести в свободном воздухе. Они протягиваются как через горные хребты (Анды, Кордильеры, Скалистые горы, Балканы) и плоскогорья (Тибет, возвышенности Ирана и Малой Азии), так и через депрессии окраинных морей — Японского, Берингова, моря Скоша между Южной Америкой и Антарктидой, моря Фиджи.

Избыток масс в зонах Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского поясов (см. рис. 2), очевидно, связан с тем, что именно сюда направлено движение литосферных плит, сближающихся друг с другом. Очаги землетрясений с магнитудой  $M > 7$ , связанных с горизонтальным сжатием в тех же поясах, обнаруживают отчетливую корреляцию с максимумами  $\Delta g_F$  и поднятиями поверхности геоида, указывающими на концентрацию масс.

### ПУЛЬСАЦИОННАЯ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ТЕОРИЯ И МОБИЛИЗМ

В течение полутора лет, начиная с исследований Эли де Бомона, А.Гейма и Э. Зюсса и кончая современными моделями конвекции в теории литосферных плит [19], для объяснения горизонтальных сжимающих сил, которые сминают слои в складки и приводят к образованию надвигов, предлагались только два заслуживающих внимания механизма. Это, во-первых, общее сжатие земной коры (контракция) вследствие сокращения подкорового объема и, во-вторых, сжатие коры над зонами нисходящих подкоровых конвекционных течений. Все остальные гипотезы, как, например, гравитационный тектогенез Э. Хаармана, "полюсобежная сила" и западный дрейф по схемам А. Вегенера и Р. Штауба, не объясняют наблюдаемую интенсивность и распределение напряжений.

Как мы видели, второй механизм также не может быть принят в качестве основного. Он не создает таких высоких напряжений, какие наблюдают-

<sup>1</sup> В зонах срединно-океанических хребтов отрицательные аномалии частично могут отражать наличие менее плотного, более нагретого вещества, поднимающегося в области восходящих течений и расположенного ниже изостатической компенсационной поверхности.

ся в массивах горных пород. Максимальное геостатическое давление на компенсационной поверхности должно было бы в такой модели существовать в тех зонах, от которых расходятся подкоровые течения, и создавать там избыток давления  $\Delta P$  до  $2000 \text{ кгс/см}^2$ . Фактическое же распределение масс и давлений, судя по гравиметрическим данным, совершенно не согласуется с такой моделью.

Рассматривая реконструкцию взаимного расположения материков в конце палеозоя, когда Гондвана и Лавразия были спаяны в огромный материк Пангею [42, 54], мы убеждаемся, что распад этого материка и удаление отдельных его частей друг от друга невозможно связать с раздвигами, протягивающимися посредине океанов. Напротив, в начальной стадии разрывы, к которым приурочены первичные рифты и грабены, были срединно-континентальными. К ним явно не применимы известные схемы конвекции. Раскол суперконтинента Гондваны на 10–12 "обломков" (Южная Америка, Флоридская платформа, Африка, Аравия, Мадагаскар, Антарктида, Индостан, Австралия, Новая Зеландия и несколько микроконтинентов в Индийском и других океанах) демонстрирует нам сеть разрывов различной ориентировки. Эта картина напоминает структуры "разбитой тарелки", которые возникают в кровле крупных соляных куполов по мере их "растекания" во все стороны, с инъекциями пластичного материала между обломками кровли.

Чтобы объяснить высокие значения горизонтальных сжимающих напряжений и глобальный охват земной коры такими напряжениями, необходимо принять первый механизм – сокращение радиуса Земли. Однако, включив в геодинамическую модель механизм контракции, мы должны включить в нее и процессы расширения Земли, т.е. перейти на позиции пульсационной гипотезы, которую развивали В.Бэчер [44] и В.А. Обручев [30]. Если бы доминировала все время только контракция, то нельзя было бы объяснить, почему с девона, судя по палеомагнитным данным, радиус Земли изменился не более чем на 1%, а с пермского периода даже произошло увеличение радиуса на 2–5% [57]. Не получили бы объяснения структуры океанов, грабенов и рифтов, равно как и общая картина распада Лавразии и Гондваны.

Сокращение радиуса (контракция Земли) сопровождается освобождением потенциальной гравитационной энергии по мере приближения внешних слоев к центру планеты. Перемещение корового слоя на 1 см к центру Земли освобождает энергию  $U = 3 \cdot 10^{28}$  эрг. Подсчеты, сделанные еще в 1911 г. геофизиком М.П. Рудзким и затем Е.Н. Люстихом, показывают, что если бы вся эта энергия была израсходована на упругое сжатие коры, то горизонтальные (тангенциальные) сжимающие напряжения составили бы  $900\,000 \text{ кгс/см}^2$  [20]. Этот простой расчет основан на приравнении потенциальной энергии  $U = SH\rho gh$  (где  $S = 4\pi R^2$  – поверхность Земли,  $R$  – ее радиус,  $H$  – толщина корового слоя,  $\rho$  – его плотность,  $h = 1 \text{ см}$  – величина перемещения) к величине энергии упругого сжатия  $E = p \cdot \Delta V$ . Изменение объема слоя  $\Delta V \approx 2HS(h/R)$ ; отсюда сжимающее напряжение  $p \approx gR\rho/2 = 9 \cdot 10^{11} \text{ дин/см}^2$  (если  $h \ll R$ ).

В действительности более 90% энергии в процессе контракции расходуется не на сжатие корового слоя, а на уплотнение более глубоких слоев. Однако даже 0,5%  $U$  достаточно для того, чтобы создать в коре добавочные

сжимающие напряжения в 2000–3000 кгс/см<sup>2</sup>. При более высоких напряжениях предел прочности будет перейден и кора начнет деформироваться как пластичное тело. Экстраполяция (см. рис. 1) и фактические данные С.С. Шульца, Г.Д. Ажгирея и других специалистов о том, что фундамент, сложенный древними метаморфическими и кристаллическими породами, способен к деформации, образуя антиклинальные и синклинальные изгибы, показывают, что земная кора в таких областях, как Кавказ и Тянь-Шань, находится в напряженном состоянии, близком к этому пределу.

Приняв тезис о смене фаз сжатия и расширения Земли, мы можем прийти к синтезу пульсационной теории и мобилизма в том случае, если вслед за В. Бэчером и В.А. Обручевым будем считать, что эффекты сжатия накапливаются в одних зонах, а эффекты растяжения — в других, сравнительно узких зонах, где образуются рифты и расширяются грабены. Если бы одна и та же ослабленная зона слегка расширялась или сжималась примерно на такую же величину, то противоположные эффекты в ней компенсировались бы и никакие значительные структуры здесь не сформировались.

Раздельная локализация эффектов сжатия и расширения Земли имеет простое геометрическое следствие — дрейф промежуточных блоков земной коры (литосферных плит, материков) от зон растяжения к зонам сжатия, где поверхность коры сокращается путем смятия в складки и образования надвигов, поддвигов, структур субдукции и обдукции. Основная причина такой раздельной локализации эффектов сжатия и растяжения и их необратимости состоит, по нашему мнению, в том, что в ослабленные зоны, подвергающиеся расширению, проникает с каждой фазой мантийный материал из более глубоких слоев. При этом формируется характерный нижний слой коры в океанах — дайковый комплекс. Он состоит из почти вертикальных даек и хорошо изучен в офиолитах. "В наиболее типичном виде комплекс параллельных даек — это "дайка в дайке", причем чаще всего в пределах конкретного обнажения для даек характерна закалка только с одной стороны. Это свидетельствует о непрерывном, пульсирующем раскрытии одной и той же трещины" [37, с. 66]. Внедрение мантийного материала, поступающего из нижележащих слоев, происходит в таких ослабленных зонах и на более глубоких уровнях.

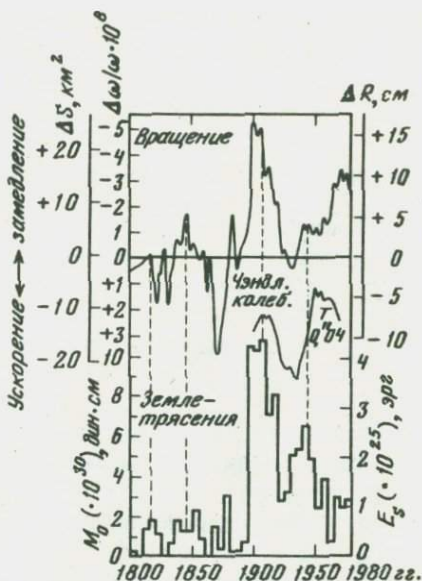
Иньецированный или интродуцированный материал уже не может быть выдавлен из рифтов обратно, вниз. Поэтому при последующей фазе сжатия образовавшийся прирост поверхности земной коры не может быть компенсирован в той же самой ослабленной зоне. Избыточная поверхность коры компенсируется в ослабленных зонах другого типа путем поддвижения (субдукции) окраин литосферных плит под формирующиеся складчатые комплексы.

Деформации и смещения охватывают не только кору, но и мантию по крайней мере до глубины 700 км (судя по локализации очагов глубокофокусных землетрясений) и приводят к вынужденной конвекции, неизбежной, как мы видели, вследствие сохранения объема в сплошной среде.

Сравнивая кратковременные фазы сжатия и расширения Земли с пульсирующей деятельностью сердца, В. Бэчер предложил для них названия — соответственно систолическая и диастолическая фазы. Эти термины можно сохранить применительно к тем коротким (10–30 лет) интервалам времени, в течение которых происходят наблюдаемые знакопеременные изме-

Рис. 4. Вариации скорости вращения Земли вокруг своей оси ( $\Delta\omega/\omega$ ) за 1800–1980 гг., изменение амплитуды чэндлеровских колебаний полюса ( $0''$ ,  $04=123,4$  см), суммарной (за год) энергии землетрясений  $E_s$  (эрг), осредненной по пятилетним интервалам, и суммарного сейсмического момента  $M_0$  (дин · см) [35, 39].

Вверху слева и справа указаны масштабы изменений поверхности  $S$  (км<sup>2</sup>) и радиуса  $R$  (см) Земли, рассчитанных по вариации угловой скорости вращения  $\omega$ . Вертикальные пунктирные линии показывают, что наибольшее количество энергии землетрясений освобождается в те годы, когда расширение Земли сменяется сокращением ее радиуса



нения скорости вращения Земли  $\omega$ , называемые "декадными" вариациями продолжительности суток. Поскольку момент количества движения Земли  $Q = \omega J$  остается постоянным, вариации  $\omega$  естественно связать с изменениями момента инерции Земли  $J = 0,33 MR^2$ , т.е. изменениями радиуса Земли  $R$  при не изменяющейся ее массе  $M = \text{const}$ . Это предположение было еще в 1955 г. использовано Г. Беньофом для объяснения глобального ритма изменения уровня сейсмичности, который обнаруживает корреляцию с изменениями  $\omega$  (рис. 4). Суммарная (за год) энергия землетрясений  $E_s$  варьирует почти в 100 раз ( $10^{24} - 10^{26}$  эрг/год) и связана главным образом с подвижками на поверхностях субдукции и по сдвигам. Г. Беньоф, впервые построивший кривую изменений  $E_s$ , пришел к выводу, что должен существовать общий для всей планеты механизм закрепления и высвобождения разрывов. "Возможно, — указывал Г. Беньоф, — он связан с изменениями радиуса Земли" [7, с. 240]. Корреляция между уровнем  $E_s$  и скоростью вращения Земли вокруг своей оси  $\omega$  рассматривалась затем в ряде исследований [39, 62]. Она наблюдается также между вариациями  $\omega$  и амплитудой и периодом чэндлеровских колебаний полюса [67] и скоростью так называемого западного дрейфа магнитного поля, в котором проявляется эффект проскальзывания оболочки по магнитному ядру Земли. Все эти явления можно объяснить по крайней мере качественно, в предположении об изменениях радиуса Земли и ее внутренних геосфер.

Наиболее полное соответствие изменений  $\omega$  и  $E_s$  достигается после осреднения энергии землетрясений по пятилетним интервалам. Максимумы  $E_s$  приходятся на годы, когда, судя по увеличению  $\omega$ , расширение Земли сменялось сжатием (1815–1820, 1840–1850, 1875–1880, 1900–1910, 1940–1945 гг.).

В. Бэчер и В.А. Обручев подошли вплотную к синтезу пульсационной теории с мобилизмом. В. Бэчер объяснял образование Атлантического океана

как результат значительного растяжения и утонения сиалической коры между раздвинутыми материками вследствие суммирования множества фаз расширения Земли [44]. "Суммирование многих фаз растяжения, — писал В.А. Обручев, — создает относительно подвижные зоны геосинклиналей с их осадочной нагрузкой. Суммирование многих фаз сжатия создает складчатые горы и первичные большие складки... Каждый раз, когда в систолическую фазу часть коры погружается (под надвиги, в зонах субдукции. — П.К.) и через это уменьшается поверхность Земли, положение прилежащих частей коры изменяется в отношении координат Земли. То же имеет место в диастолические фазы, когда земная поверхность увеличивается растяжением. Каждый раз происходит действительное перемещение континентальных масс на поверхность, настоящий эпифорез, конечно, не в тех размерах, которые принимают крайние мобилисты, но все-таки в том же смысле" [30, с. 15]<sup>1</sup>.

Как мы видели, пояс кайнозойской складчатости несет явное доказательство тангенциального сжатия в виде почти непрерывной полосы положительных изостатических аномалий (см. рис. 2). Боковым давлением здесь выжаты вверх не только высокие плоскогорья, ограниченные складками (Альпийско-Гималайский в Андах, Колорадо в Скалистых горах, Тибет, нагорья Малой Азии и Ирана), но и депрессионные области внутренних и окраинных морей. Их дно приподнято на 0,5–1 км выше положения изостатического равновесия. Эта аномалия находит себе объяснение в моделях выдавливания мантийных диапиров под действием горизонтального сжатия, которые предложены Д. Каригом и др. [10, 29].

Растяжение фиксируется в рифтовых зонах и в осевых частях грабенов и может быть связано с расклинивающим эффектом, который получается при выдавливании наиболее пластичных масс мантийного материала снизу вверх по вертикальным каналам на разных уровнях. Это аналогично выдавливанию пластичной пасты из тьюбика. Расчеты показывают, что как в фазы расширения, так и в фазы сжатия энергетически выгодным оказывается выдавливание масс более легких и более пластичных, чем окружающая среда [15]. Таким образом, однажды возникший разлом дренирует обширные объемы мантии, из которых поступает наиболее легко плавящийся, пластичный или жидкий, менее плотный базальтово-перидотитовый материал.

Предлагаемая геодинамическая модель допускает количественную проверку. Астрономические данные указывают на вековое сокращение радиуса Земли, которое Б. Мейерман еще в 1929 г. оценил в 0,5 мм/год. Подсчеты торможения вращения Земли ( $\Delta\omega_1$ ), которые вызывают приливы (под действием Луны и Солнца), были сопоставлены с фактической величиной замедления скорости вращения за 3000 лет ( $\Delta\omega_2$ ), найденной из сопоставления древнеегипетских и ассирийских данных о солнечных и лунных затмениях с современными астрономическими наблюдениями. Оказалось, что имеет место собственное увеличение скорости вращения Земли  $\Delta\omega = \Delta\omega_1 - \Delta\omega_2$  на 1,2 мс/100 лет. При постоянстве момента количества дви-

<sup>1</sup> Термин "эпифорез" ("эпейрофорез") применялся как синоним термина "дрейф материков".

жения  $Q$  это соответствует сокращению радиуса Земли на 0,435 мм/год [16].

Такое вековое сокращение радиуса Земли может быть результатом того, что при декадных вариациях сжатие Земли в каждую фазу оказывалось немного (на несколько процентов) больше, чем ее расширение в предыдущую или последующую фазу пульсации. На изменения  $R$  в ту и другую сторону (сокращение с девона до позднего палеозоя, расширение в мезозое и палеогене, вероятное сокращение в неогене и четвертичном периоде) в пределах 2–5% указывают палеомагнитные и геологические данные [24].

Если принять модуль упругости консолидированных слоев земной коры (на глубине 8 км)  $5,7 \cdot 10^5$  кгс/см<sup>2</sup> и средний темп сокращения радиуса Земли на неотектоническом этапе более высокий, чем за последние 3 тыс. лет, то легко подсчитать, что за 20 млн. лет тангенциальные сжимающие напряжения могли достигнуть 2000 кгс/см<sup>2</sup> при сокращениях  $R$  на 0,35%.

Поскольку поверхность Земли  $S = 4\pi R^2$  и момент количества движения  $Q = J\omega = \text{const}$  (по крайней мере, в интервалах времени, незначительных в геологическом смысле), имеет место простое соотношение  $\omega S = 4\pi Q / 0,33M = \text{const}$ . Следовательно, изменения площади земной коры  $S$  обратно пропорциональны вариациям скорости вращения Земли  $\omega$ . Изменения  $\omega$ ,  $S$  и  $R$  указаны на рис. 4. По этому графику, если изменения  $S$  имеют не чисто упругий (обратимый) характер и каждому увеличению поверхности  $S$  в диастолическую фазу соответствует реальное приращение  $\Delta S$  поверхности земной коры в зонах спрединга, мы можем рассчитать темп спрединга за 160 лет в рассматриваемой модели. Приращения  $\Delta S$  составили 10 км<sup>2</sup> в 1820–1827 гг., 17 км<sup>2</sup> в 1829–1845 гг., 2 км<sup>2</sup> в 1856–1858 гг., 7 км<sup>2</sup> в 1860–1864 гг., 27 км<sup>2</sup> в 1870–1881 гг., 29 км<sup>2</sup> в 1886–1901 гг., 2 км<sup>2</sup> в 1906–1909 гг., 2 км<sup>2</sup> в 1911–1914 гг., 9 км<sup>2</sup> в 1932–1942 гг., 13 км<sup>2</sup> в 1954–1973 гг., а всего за 1820–1980 гг. — 118 км<sup>2</sup>, т.е. 0,74 км<sup>2</sup> в год. Более сглаженные кривые, которые приводят Н.С. Сидоренков [35] и Л. Моррисон [59], позволяют оценить скорость спрединга, вычисленную таким способом, в 0,7 км<sup>2</sup>/год. В 1866–1932 гг. она доходила до 1 км<sup>2</sup>/год.

Это значения того же порядка, что и скорости нарастания поверхности коры, подсчитанные по ширине полос магнитных аномалий в океанах и по геологическим реконструкциям. Спрединг составлял в середине мелового периода 1,2 км<sup>2</sup>/год (по И. Штейнеру), в конце мела и в палеоцене 1,8–4 км<sup>2</sup>/год, в эоцене 2,2 км<sup>2</sup>/год, в олигоцене 1,8 км<sup>2</sup>/год и в последние 10 млн. лет 3,1 км<sup>2</sup>/год [34, 66]. Для таких коротких интервалов времени, как современная эпоха, вполне вероятны отклонения в несколько раз от указанных средних величин.

Аналогичным образом можно грубо оценить скорость горизонтального перемещения литосферных плит  $v$ , соответствующую микропульсациям Земли. Примем, что окружность Земли  $L = 2\pi R = 4 \cdot 10^9$  см пересекает в типичном случае две зоны спрединга. Так как по наблюдениям за 160 лет уменьшение скорости вращения Земли, происходившее в диастолические фазы и отнесенное на все это время наблюдений составляет  $(\Delta\omega/\omega\Delta t) = -1,3 \cdot 10^{-9}$  год<sup>-1</sup>, то скорость раздвигания плит в этих зонах  $v = \pi R \times (\Delta\omega/\omega\Delta t) = 2,6$  см/год. Это величина как раз того же порядка (1–6 см/год), на который указывают современные геодезические данные и геологические и палеомагнитные определения начиная с палеозоя [12, 49].

## ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЕНИЙ РАДИУСА ЗЕМЛИ

Как мы видели, предлагаемая геодинамическая модель неплохо согласуется с разнообразными геофизическими и астрономическими данными. Она связывает движение литосферных плит (мобилизм) и всю тектонику главным образом с теми микропульсациями размеров Земли, на которые указывают "декадные", т.е. происходящие с периодом 10–30 лет, вариации скорости вращения Земли. Уровень тектонической активности, судя по суммарной энергии землетрясений, имеет глобальный ритм, соответствующий ритму этих вариаций (см. рис. 4).

Только сокращением радиуса Земли можно объяснить интенсивное горизонтальное сжатие, которое наблюдается в глубоких рудниках и проявляется в разломах фундамента, в складчатости, метаморфизме и резких изостатических аномалиях. Перемещение литосферных плит, связанное с микропульсациями и внедрением мантийного материала в ослабленные зоны в фазы расширения Земли, стимулирует вынужденную конвекцию в более глубоких слоях верхней мантии. Гравитационная дифференциация в мантии и всплывание более нагретого вещества также вносят свой вклад в эти конвекционные движения.

Наиболее правдоподобное предположение о причинах "декадных" вариаций скорости вращения Земли  $\omega$  и сейсмичности высказал в 1964 г. известный американский физик Р. Дике. По его мнению, в космосе постоянно происходят флуктуации величины ньютоновой гравитационной постоянной  $G$  (так называемые  $\varphi$ -волны). В результате изменяется притяжение всех слоев к центру Земли и варьируют ее размеры. Соответственно меняется напряженное состояние в коре и верхней мантии и связанный с ним уровень сейсмичности [6].

Действительно, на космологическую, а не внутривоздушную или связанную с какими-нибудь процессами в атмосфере и магнитосфере, причину вариаций  $\omega$  указывают очень высокие значения изменений кинетической энергии вращения Земли  $E = 1/2 Q \omega$  и их знакопеременный характер. С 1874 по 1902 г. величина  $E$  уменьшилась (при  $Q = \text{const}$ ) на  $2 \cdot 10^{29}$  эрг, с 1902 по 1936 г. возросла на  $1,1 \cdot 10^{29}$  эрг. Таким образом, за каждый год изменения  $E$  составляли в среднем от 32 до 52% того количества энергии ( $10^{28}$  эрг), которое за год Земля теряет в геотермическом потоке и получает благодаря распаду радиоактивных элементов. В отдельные годы изменения  $E$  достигали 100–173% этой величины.

Из общих термодинамических соображений ясно, что любой механический эффект внутренних земных процессов — фазовых переходов с изменением плотности, гравитационной дифференциации вещества, мог бы привести лишь к незначительным изменениям  $E$ , во много раз меньшим, чем наблюдаемые вариации. Общая энергия магнитного поля Земли составляет только  $8 \cdot 10^{24}$  эрг и, вопреки мнению Ю.Д. Калинина и В.М. Киселева [9], явно недостаточна для того, чтобы вызвать такие большие изменения энергии вращения Земли.

С предположением, что вариации  $\omega$  вызваны, в свою очередь, космологическими флуктуациями  $G$ , согласуется недавно обнаруженная корреляция между изменениями  $\omega = Q/0,33 MR^2$  и ускорения силы тяжести  $g = GM/R^2$  [32]. Уже тот факт, что в формулы обеих величин входит радиус Земли  $R$ .

при постоянстве массы  $M$  и момента количества движения  $Q$ , указывает на то, что вариации испытывает именно радиус Земли. Обнаруженная корреляция имеет вид  $(\Delta g/g) = -12(\Delta\omega/\omega)$ . Отрицательный знак корреляции может найти себе объяснение в теории тяготения В. Кануто, которая получила популярность в самые последние годы [45].. Однако окончательные выводы о природе этой корреляции и причинах наблюдаемых изменений  $\omega$  можно будет сделать только тогда, когда столь же точные гравиметрические наблюдения будут проведены не только на четырех обсерваториях, мало различающихся по широте ( $49-56^\circ$  с.ш.), но также в экваториальном поясе и южном полушарии. Соответствующая программа исследований разработана и принята Международным союзом геофизики и геодезии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аджигрей Г.Д. Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977. 154 с.
2. Алейников А.Л., Боровиков В.Ф., Зубков А.В., Халевин Н.И. Геодинамика Урала по данным натуральных и модельных исследований. – Геология и геофизика, 1977, № 2. с. 156–158.
3. Аникиев К.А. Прогноз сверхвысоких пластовых давлений и совершенствование глубокого бурения на нефть и газ. Л.: Недра, 1971. 167 с.
4. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука. 1979. 328 с.
5. Валяев Б.М., Люстих А.Е. Природа аномально высоких пластовых давлений (на примере Восточного Предкавказья и других нефтегазоносных регионов СССР). – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 51, вып. 1, с. 140–141.
6. Гравитация и относительность. М.: Мир, 1965. 544 с.
7. Гутенберг Б. Физика земных недр. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 264 с.
8. Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. – Геотектоника, 1977, № 2, с. 3–23 (ст. 1); № 3, с. 3–24 (ст. 2).
9. Киселев В.М. Неравномерность суточного вращения Земли. Новосибирск: Наука, 1980. 160 с.
10. Кропоткин П.Н. Механизм движений земной коры. – Геотектоника, 1967, № 5, с. 25–40.
11. Кропоткин П.Н. О возрасте и происхождении океанов. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 43, вып. 5, с. 23–38.
12. Кропоткин П.Н. Проблемы геодинамики. – В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 176–247.
13. Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. О природе аномально высоких пластовых давлений в нефтяных и газовых месторождениях. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 11, с. 29–46.
14. Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., Гафаров Р.А., Соловьева И.А., Трапезников Ю.А. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М.: Наука, 1971. 392 с.
15. Кропоткин П.Н., Ларионов Л.В. Современное напряженное состояние земной коры и механизм возникновения зон растяжения и рифтов на фоне глобального сжатия. – В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977, с. 19–25.
16. Кузнецов М.В. Расчет векового замедления вращения Земли по современным катидальным картам. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 12, с. 3–11.
17. Кучерук Е.В., Клещев А.А., Корсунь В.В., Хобот М.Р. Поиск нефти и газа в зонах надвигов. М.: ВНИИОЭНГ. 52 с. (Обзор. информ. Сер. "Нефтегазовая геология и геофизика"; Вып. 13 (39)).
18. Ларионов Л.В. Оценка величины тектонических напряжений в зонах надвига. – Геотектоника, 1975, № 3, с. 105–108.
19. Ле Пшон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит / Пер. с англ. М.: Мир, 1977. 288 с.

20. Люстих Е.Н. Проблема энергетического баланса Земли в геотектонических гипотезах. – Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1951, вып. 3, с. 1–8.
21. Люстих Е.Н. Изостазия и изостатические гипотезы. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 91 с. (Тр. Геофиз. ин-та АН СССР; № 38).
22. Люстих Е.Н. О конвекции в земной оболочке. – Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 1, с. 3–6.
23. Мазницкий В.А., Артюшков Е.В. Некоторые общие вопросы динамики Земли. – В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с. 487–525.
24. Милановский Е.Е. Расширяющаяся и пульсирующая Земля. – Природа, 1982, № 8, с. 46–59.
25. Монин А.С. История Земли. Л.: Наука, 1977. 228 с.
26. Мюллер Л. Механика скальных массивов. М.: Мир, 1971. 254 с.
27. Мясников В.П., Фадеев В.Е. Модели эволюции Земли и планет земной группы. М.: ВИНТИ, 1980. 232 с. (Итоги науки и техники. Сер. "Физика Земли", т. 5).
28. Напряженное состояние земной коры (по измерениям в массивах горных пород) / Отв. ред. П.Н. Кропоткин. М.: Наука, 1973. 188 с.
29. Новая глобальная тектоника (тектоника плит) / Пер. с англ. М.: Мир, 1974. 472 с.
30. Обручев В.А. Пульсационная гипотеза геотектоники. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, вып. 2, с. 2–30.
31. Океанология. Геофизика океана, т. 2. Геодинамика / Отв. ред. О.Г. Сорохтин. М.: Наука, 1979. 416 с.
32. Парицкий Н.Н. Нерегулярные изменения силы тяжести и вращения Земли. – Письма в Астроном. журн., 1982, т. 8, № 6, с. 378–381.
33. Лейве А.В., Руженцев С.В., Трифионов В.Г. Тектоническая расслоенность и задачи изучения литосферы континентов. – Геотектоника, 1983, № 1, с. 3–13.
34. Савостин Л.А. Кайнозойская тектоника плит Арктики, Северо-Восточной и Внутренней Азии и глобальные палеогеодинамические реконструкции: Автореф. дис. . . д-ра геол.-минерал. наук. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1981. 48 с.
35. Сидоренков Н.С. Неравномерность вращения Земли и движение полюсов. – Природа, 1982, № 4, с. 82–91.
36. Сорохтин О.Г. Строение активных переходных зон от океанов к континентам и их роль в образовании континентальной земной коры. – В кн.: Развитие идей Г.А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982, с. 226–248.
37. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 228 с.
38. Adams L. Stress-relief buckles in the McFarland quarry, Ontario. – Canad. J. Earth Sci., 1982, vol. 19, N 10, p. 1883–1887.
39. Anderson Don L. Earthquakes and the rotation of the Earth. – Science, 1974, vol. 186, N 4158, p. 49–50.
40. Andrews-Speed C.P., Brookfield M.E. Middle Paleozoic to Cenozoic geology and tectonic evolution of the northwestern Himalaya. – Tectonophysics, 1982, vol. 82, N 3/4, p. 253–275.
41. Angelier J., Colletta B. Tension fractures and extensional tectonics. – Nature, 1983, vol. 301, N 5895, p. 49–51.
42. Barron E.J., Harrison C.G.A., Sloan J.L., Hay W.W. Paleogeography, 180 million years ago to the present. – Eclog. geol. helv., 1981, vol. 74, N 2, p. 443–470.
43. Brunet M.F., Le Pichon X. Subsidence of the Paris Basin. – J. Geophys. Res. B, 1982, vol. 87, N 10, p. 8547–8560.
44. Bucher W.H. Deformation of the Earth crust. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1939, vol. 50, N 3, p. 421–431.
45. Canuto V.M. The Earth's radius and the G-variation. – Nature, 1981, vol. 290, N 5809, p. 739–743.
46. Coleman R.G. Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. – J. Geophys. Res. B, 1981, vol. 87, N 4, p. 2497–2508.
47. Cook F.A., Brown L.D., Oliver J.E. The Southern Appalachians and the growth of continents. – Sci. Amer., 1980, vol. 234, N 4, p. 124–140.
48. Davis D., Suppe J., Dahlen F.A. Mechanics of fold- and thrust-belts and accretionary wedges. – J. Geophys. Res. B, 1983, vol. 88, N 2, p. 1153–1172.
49. Gordon B.G., McWilliams M.O., Cox A. Pre-Tertiary velocities of the continents: A lower

- bound from paleomagnetic data. — *J. Geophys. Res. B*, 1979, vol. 84, N 10, p. 5480–5486.
50. *Gough D.J., Bell J.S.* Stress orientation from borehole wall fracturing with examples from Colorado, east Texas, and northern Canada. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1982, vol. 19, N 7, p. 1358–1370.
  51. *Gries R.* Oil and gas prospecting beneath Precambrian of Foreland thrust plates in Rocky Mountains. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1983, vol. 67, N 1, p. 1–28.
  52. *Hast N.* The state of stress in the upper part of the Earth's crust as determined by measurements of absolute rock stress. — *Naturwissenschaften*, 1974, Bd. 61, N 11, S. 468–475.
  53. *Hubbert M.K., Rubey W.W.* Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. 1. Mechanics of fluid-filled solids and its application to overthrust faulting. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1959, vol. 70, N 2, p. 115–205.
  54. *Irving E.* Phanerozoic continental drift. — *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1981, vol. 24, N 23, p. 197–204.
  55. *Kaula W.M.* Earth's gravity field: Relation to global tectonics. — *Science*, 1970, vol. 169, N 3949, p. 982–985.
  56. *Kraus E.* Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. B.: Akad.-Verl., 1959. 286 S.
  57. *McElhinny M.W., Taylor S.R., Stevenson D.J.* Limits to the expansion of Earth, Moon, Mars and Mercury and to changes in the gravitational constant. — *Nature*, 1978, vol. 271, N 5643, p. 316–321.
  58. *Mendigüren J.A., Richter F.M.* On the origin of compressional intraplate stresses in South America. — *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1978, vol. 16, N 4, p. 318–326.
  59. *Morrison L.V.* Re-determination of the decade fluctuations in the rotation of the Earth in the period 1861–1978. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1979, vol. 58, N 2, p. 349–360.
  60. *Okal E.A., Talandier J., Sverdrup K.A., Jordan T.H.* Seismicity and tectonic stress in the South-Central Pacific. — *J. Geophys. Res. B*, 1980, vol. 85, N 11, p. 6479–6495.
  61. *Pavoni N.* Crustal stresses inferred from fault-plane solutions of earthquakes and neotectonic deformation in Switzerland. — *Rock Mech.*, 1980, suppl. 9, p. 63–68.
  62. *Press F., Briggs P.* Chandler Wobble, earthquakes, rotation and geomagnetic changes. — *Nature*, 1975, vol. 256, N 5515, p. 270–273.
  63. *Keigber Ch., Schneider M., Wilson P.* Activities of the Sonderforschungsbereich 78 "Satelliten-Geodäsie", relevant to geodynamics. — In: *Mobile Earth: Intern. geodyn. project. Final Rep. of FRG.* Boppard, 1980, p. 266–272.
  64. *Richardson R.M., Solomon S.S., Sleep N.H.* Tectonic stress in the plates. — *Revs Geophys. and Space Phys.*, 1975, vol. 17, N 5, p. 981–1019.
  65. *Scheidegger A.E.* Alpine joints and valleys in the light of the neotectonic stress field. — *Rock Mech.*, 1980, suppl. 9, p. 109–124.
  66. *Steiner G.* An expanding Earth on the basis of sea-floor spreading and subduction. — *Geology*, 1977, vol. 5, N 5, p. 313–318.
  67. *Stoyko N.* Sur les relations entre la variation de la rotation, l'oscillation libre et les tremblements de Terre. — *C.r. Acad. sci. A*, 1952, t. 234, N 26, p. 2550–2552.
  68. *Vink G.E.* Continental rifting and the implications for plate tectonic reconstructions. — *J. Geophys. Res. B*, 1982, vol. 87, N 13, p. 10677–10688.
  69. *Wernicke B., Spencer J.E., Burchfiel B.C., Guth P.L.* Magnitude of crustal extension in the southern Great Basin. — *Geology*, 1982, vol. 10, N 10, p. 499–502.
  70. *Wesnowsky S.G., Scholz Ch.H.* The craton: Its effect on the distribution of seismicity and stress in North America. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 48, N 2, p. 348–355.
  71. *White S.* Palaeo-stress estimates in the Moine thrust zone, Eriboll, Scotland. — *Nature*, 1979, vol. 280, N 5719, p. 222–223.
  72. *Zoback M.L., Zoback M.L.* State of stress in the conterminous United States. — *J. Geophys. Res. B*, 1980, vol. 85, N 11, p. 6113–6156.

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ И ДВИЖЕНИЕ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Тектонические покровы определяют структуру многих складчатых сооружений Земли. Покровное строение имеет практически весь Альпийско-Гималайский складчатый пояс. Аналогично построен Аппалачско-Каледонский складчатый пояс. Шарьяжи широко развиты в варисцидах Тянь-Шаня и Урала, палеозоидах запада США и Канады. Велика их роль в структуре мезозойд Тихоокеанского кольца. По мере углубления наших знаний выявляется значительная роль подобного рода структур и в других регионах.

С конца прошлого столетия, когда в Альпах М. Бертраном, Г. Шардтом, М. Люжоном и А. Геймом были установлены первые покровные системы, генетический аспект проблемы всегда привлекал особое внимание. По сути дела, была уже разработана схема, согласно которой формирование покровно-складчатых сооружений Альп, включающих гельветские, ультрагельветские, предальпийские, пеннинские и австро-альпийские покровы, произошло в результате пододвигания внешних элементов под внутренние. Схема эта, обоснованная в структурном и литолого-фациальном плане, до сих пор всерьез никем не оспаривается. Более того, она получила подтверждение на материалах многих других регионов Альпийского пояса от Бетских Кордильер на западе до Гималаев на востоке, а также на примере Аппалач, Южного Урала, Тянь-Шаня, некоторых областей Тихоокеанского кольца.

Сейчас существенно изменились представления об автохтоне как о пассивном элементе. Во многих разновозрастных складчатых сооружениях показано, что автохтонные комплексы несут следы интенсивного горизонтального сжатия. Более того, само формирование покровов необходимо рассматривать в тесной генетической связи с деформацией автохтона. Во многих миогеосинклинальных зонах (Гельветские Альпы, Центральные и Южные Аппалачи, Южный Урал и др.) в автохтонных толщах развита региональная сланцеватость, обычно достаточно круто падающая, более или менее напряженная. Классическим примером подобного рода структур являются зоны альпийских милонитов во внешних герцинских массивах Альп, особенно в пределах Эгюй-Ружа и Монблана. В более внутренних районах, там, где метаморфизм автохтона был значительным, формируется сложный комплекс морфологически разнообразных дислокаций вплоть до многослойных систем лежащих складок (Пеннинские Альпы, Центральный и Юго-Западный Памир).

Отмеченные дислокации автохтона являются отражением горизонтально-го стресса, который обуславливает резкое сокращение ширины автохтона.

Структурное отслоение аллохтона, представляющее собой начало покровообразования, объясняется неравномерностью сжатия автохтона и аллохтона. Стрессовые напряжения распределяются по разрезу неравномерно. В ряде случаев определенно можно показать, что максимально они проявляются в нижних, минимально — в верхних структурных горизонтах. Следовательно, здесь обособление аллохтона не определялось не активным срывом

оболочки с некоторого пассивного основания, а интенсивной деформацией последнего. Смещение аллохтона в этом случае не являлось абсолютным, а было лишь поверхностным отражением глубинных деформаций. Конечно, представленная схема является упрощенной, так как при смещении аллохтона существенную роль играют гравитационные процессы, во многом определяющие конкретную его структуру.

В пределах многих покровно-складчатых систем (Альпы, Бетские Кордильеры, Анатолия, Загрос, Памир, Куба, Кохистан, Гималаи, Северные Аппалачи, Тянь-Шань, Северо-Американские Кордильеры и др.) прослеживаются узкие, огромной протяженности зоны, характеризующиеся исключительно высокой напряженностью крутых деформаций. Они известны под названием "альпийских линий", или "сутур" (в том числе офиолитовых), и обычно рассматриваются в качестве корневых зон соответствующих покровов, что во многих случаях подтверждено данными литолого-фациального и стратиграфического анализа. Обычно корневые зоны — места максимального сужения первоначальной ширины автохтона, где в результате расплющивания материала происходило перераспределение масс горных пород по вертикали и отслоение поверхностных толщ. В этом случае становится понятной тесная пространственно-генетическая связь покровов с корневыми зонами.

Формирование корневых зон, по сути дела, отражает процесс неравномерности распределения горизонтального сжатия на площади. По-видимому, более или менее равномерное распределение такого сжатия в основании приведет лишь к срыву и дисгармоничному смятию в его покрывке. Необходимо площадная контрастность структур основания для образования избыточных подвижных масс и в конечном счете их шарьирования.

И автохтон, и аллохтон редко остаются едиными массами, расслаиваясь на серию независимых элементов, каждый из которых обладает автономной внутренней структурой. В общем виде (без учета наложенных гравитационных дислокаций) каждый нижний элемент испытывает большее по сравнению с верхним сжатие. Интенсивнее смещаемые глубинные массы захватывают и перемещают поверхностные. В местах, где поперечная гетерогенность верхних пластин создает для этого условия, перемещаемый материал нижних горизонтов захватывает пластины верхних, затаскивая (поддвигая) их под разновозрастные массы. В общем виде так образуется большинство сорванных покровов на любом доступном для наблюдения глубинном уровне. Модель послыбно и дисгармонично дислоцированной коры в целом удовлетворительно объясняет реально наблюдаемую во многих линейных складчатых поясах картину. Она хорошо обоснована в Альпах и Бетских Кордильерах. Нами она изучалась на Центральном и Южном Памире, а также в Корьякском нагорье.

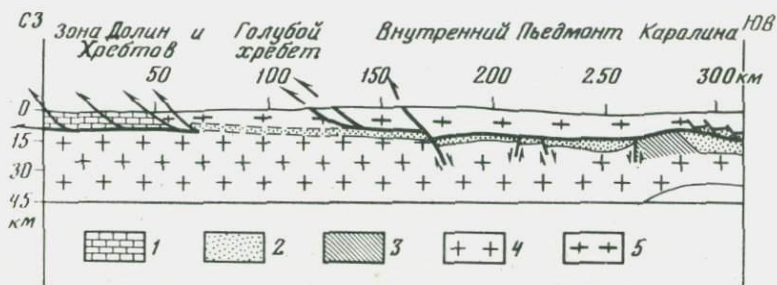
Следует сказать, что отмеченная модель была в основе своей разработана до появления плейттектонических построений. Очевидно, что в геодинамическом плане обе схемы имеют много общего, вследствие чего новая глобальная тектоника была легко воспринята альпийскими геологами. Само покровно-складчатое сооружение Альпийско-Гималайского пояса стало рассматриваться как результат проявившейся на гигантских пространствах коллизии континент—океан Тетис и в конечном счете континент—континент, когда в кайнозое были сближены блоки Гондваны и Лавразия. Соответ-

ственно южная и северная периферии пояса, характеризующиеся наиболее четким покровным строением, рассматриваются как гигантские аккреционные сооружения в зонах поддвига плит.

Наиболее четко развитие аккреционных сооружений показано на примере южного фаса Альпийско-Гималайского пояса. Так, в Гималаях, согласно данным Пауэрла [22], Молнара и Таппонье [21], в кампане—мастрихте происходит закрытие Тетиса в результате относительно быстрого (15—20 см/год) сближения Индостана с Каракорумом. Начиная с палеогена происходит столкновение обоих континентальных блоков, а скорости смещения падают до 4 см/год. С этого момента формируется покровная система Гималаев, Кохистана и Сулейман-Киртхарских гор. На рубеже палеоцена—эоцена здесь возникают основные офиолитовые покровы (Главный мантийный надвиг), позднее на рубеже олигоцена—неогена образуются покровы краевой части Индостанской плиты (Высокие и Низкие Гималаи), а в середине миоцена — структуры внешней части Гималаев (Главный краевой надвиг).

Считается, что аккреционные зоны представляют собой закономерно построенные покровно-складчатые сооружения, в пределах которых обычно происходит выдавливание избыточных масс горных пород в сторону поддвигающейся плиты. В структурном отношении это система пластин, плоскости сместителей которых в целом параллельны поверхности субдуцирующей плиты. Общее сокращение может достигать значительных размеров. Так, для Альп оно оценивается в 450—500 км, для Гималаев — в 350 км. Наши подсчеты в Корякском хребте показывают, что размеры такого сокращения равны минимум 250—300 км. Вместе с тем необходимо отметить, что эти величины получаются за счет сложения относительно небольших амплитуд многочисленных частных покровов. Например, амплитуда гельветских покровов Альп равна 50 км, ультрагельветских — 50 км, предальпийских — 70 км. Если учесть, что каждая из отмеченных серий покровов состоит из нескольких (минимум трех) пластин, очевидно, что смещение каждого отдельного покрова было не столь уж велико.

Наряду с подобного рода покровами существуют гигантские, амплитудой в 150—200 км и даже более, относительно тонкие (максимум 5—10 км) монолитные покровные массы, механизм образования которых не ясен. Примером может служить установленный в последнее время [13] покров кристаллических пород Голубого хребта и Внутреннего Пидмонта в Южных Аппалачах (рис. 1). В известной степени сходны с ним австральпийские покровы амплитудой до 150 км. К этому типу структур мы относим некоторые офиолитовые аллохтоны Альпийского пояса (например, покровы Омана), а также Тихоокеанского кольца (Майницкий и Ватинский покровы Корякского нагорья). Местами эти покровы входят в общую систему аккреционной структуры (Австрийские Альпы, Оман), некоторые из них имеют корневые сутуры, так что субдуктивный механизм здесь мог играть более или менее значительную роль. Другие покровы (Южные Аппалачи, Корякское нагорье) в структурном и временном отношении оторваны от периода формирования аккреционных сооружений, так что субдуктивный механизм шарьирования здесь проблематичен. Вряд ли сколько-нибудь значительную роль в этом случае также играл



Р и с. 1. Схематизированный разрез земной коры Южных Аппалач [13]

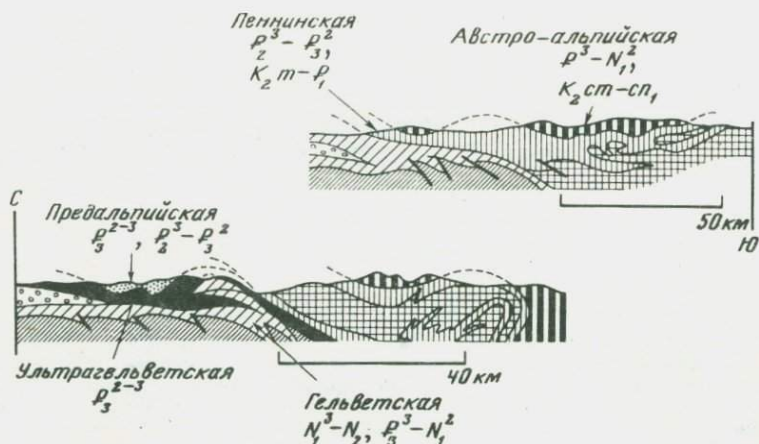
1 — нижнепалеозойские миогеосинклинальные отложения зоны Долин и Хребтов; 2 — погребенная осадочная толща под Голубым хребтом и Внутренним Пьедмонтом; 3 — предполагаемые осадочные образования древнего континентального склона; 4 — автохтонная кристаллическая часть земной коры Южных Аппалач; 5 — аллохтонные образования континентальной коры Южных Аппалач. Стрелки — направления перемещений

механизм гравитационно-оползневой шарьирования в первую очередь потому, что в тыловых частях смещавшихся масс часто отсутствуют подпятия, которые могли бы обеспечить такое движение. Указанные пластины в морфологическом отношении по существу представляют собой тонкие пленки (если учитывать амплитуды смещения и их размеры), иногда слабо, синкинематически деформированные, смещавшиеся субпараллельно земной поверхности. Действительно, их амплитуды таковы, что даже при наклоне сместителя в  $5^\circ$  глубина залегания автохтона в тыловых частях должна быть 18–20 км. Вместе с тем вскрытые в результате посткинематических деформаций породы автохтона часто не несут следов существенного метаморфизма.

Формирование покровно-складчатых сооружений происходит уже в начале переходной (островодужной) стадии. Это процесс длительный, охватывающий десятки миллионов лет, однако он не является импульсным, фазовым, так как образование конкретных покровов охватывает относительно небольшие промежутки времени, разделенные несопоставимо более длительными периодами устойчивого осадконакопления. На рис. 2 показан схематизированный профиль через Альпы. Процесс формирования их покровной структуры охватывает период примерно в 100 млн. лет, хотя основные движения сконцентрированы в шести узких интервалах. Только формирование австро-альпийских покровов занимает относительно длительный (8–10 млн. лет) период времени.

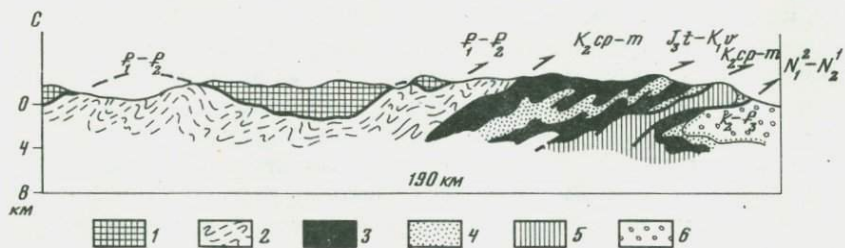
Учитывая все сказанное, представляется интересным сопоставить основные периоды покровообразования и движения литосферных плит. В качестве объектов такого сопоставления выбраны Корякское покровно-складчатое сооружение и система тихоокеанских плит.

Корякское нагорье состоит из трех складчатых зон: северной — Анадырско-Пенжинской, средней — Корякской и южной — Олюторской. Мы не будем специально останавливаться на характеристике геологического строения этих зон, так как оно в полном объеме рассмотрено в ряде публикаций последних лет [1, 2, 4, 5, 7]. Отметим только, что в структурном



Р и с. 2. Схематизированные структурно-геологические профили Альп ([6] с упрощением)

Даны названия основных покровных систем и время их формирования



Р и с. 3. Схема покровов Корякского хребта

1 — Майницкий покров; 2 — Альтакваттамская система покровов; 3 — Эконайские офиолитовые покровы; 4 — Накыпыйлакский покров; 5 — Янранайский параавтохтон; 6 — неоавтохтон

отношении регион представляет собой систему покровов, в пределах которой вторично совмещены разнообразные в формационном отношении комплексы пород, в основном это: 1) вулканогенно-кремнистые с офиолитами; 2) туфотерригенные и известково-щелочные вулканогенные и 3) граувакковые толщи палеозоя и мезозоя—кайнозоя. Лучшее покровное строение доказано для Корякской и Олюторской зон. На рис. 3 представлен схематизированный геологический профиль через Корякский хребет. Анализ структуры и фациальной изменчивости меловых толщ показывает, что формирование происходило в результате надвигания приконтинентальных толщ к югу на приокеанические. Наоборот, в Олюторской зоне, согласно данным Н.А. Богданова и его сотрудников [2], имело место шарьирование океанических толщ на приконтинентальные.

Покровно-надвиговые перемещения впервые фиксируются в Корякском нагорье в средней юре — келловее. Впоследствии они проявились в титоне и берриасе—валанжине, альбе—сеномане и особенно мощно в раннем кампане

и среднем маастрихте, а также на рубеже палеоцена—эоцена, в меньшей степени — в среднем миоцене, на рубеже миоцена—плиоцена. Время движений обосновано возрастом соответствующих олистостром и неоавтохтонных чехлов. Среди последних выделяются три основные системы покровов: ранняя — титон-неокомская, средняя — предверхнемаастрихтская и поздняя — предэоценовая. Ранняя представляет собой гигантскую сорванную пластину верхнепалеозойско-триасовых офиолитов, шарьированных на неокомскую олистострому. Видимая амплитуда перекрытия 50–70 км. Формирование этого покрова происходило длительно (10–12 млн. лет. — поздний титон—валанжин). В тыловой части покрова образовалась синхронная раздвиговая структура, заполнявшаяся мощной граувакковой серией неокома. Средняя система покровов наиболее соответствует субдуктивному типу. Анализ структуры показывает, что отмеченные покровы возникали в результате поддвига приокеанических толщ под приконтинентальные. В северных тыловых частях аллохтонов отсутствуют синхронные зоны раздвига. В это время здесь формируется система падающих к северу, сложно деформированных пластин, суммарная амплитуда которых 250–300 км. И, наконец, в поздний, предэоценовый этап шарьирования образовались гигантские монолитные пластины. Это Ватынский и Майницкий покровы. Они отличаются огромными размерами: амплитуда, например, Майницкого покрова превышает 150 км.

Мы считаем, что в структурном и генетическом плане неокомские и предэоценовые покровы сходны. Относительно небольшая амплитуда первых, по-видимому, связана с их переработкой в результате позднемеловых движений. Альбские, кампанские и маастрихтские покровы отличны от них.

Схема движений тихоокеанских плит в мелу и кайнозое базируется на анализе полосовых магнитных аномалий, изменении возраста вулканитов по мере прохождения плиты над горячей точкой (в основном это данные по Гавайям и Императорскому хребту), по смене в разрезе океанического чехла экваториальных осадков отложениями умеренных широт. На этом основании делается вывод, что в раннем мелу значительная часть плиты Кулу и Тихоокеанская плита располагались к югу от экватора и в дальнейшем к северу, где по их периферии формировалась сложная система структур активных континентальных окраин, одним из сегментов которой и являлось Корякское нагорье. Выделяются два этапа смещения тихоокеанских плит к северу: юрско-меловой и кайнозойский, раздел между которыми совпадает с рубежом в 70 млн. лет [17]. Скорость смещения для первого равнялась в среднем 15 см/год [3, 14, 18, 19, 23], второго — 7,5–8 см/год [11, 17, 23]. Анализ движения плит показывает, что оно имело неравномерный характер (особенно для мела), хотя фазность движений, по-видимому, здесь выражена менее четко по сравнению с шарьированием.

На рис. 4 показана схема скоростей смещения тихоокеанских плит к северу для мела и кайнозоя. Для каждого выделяемого интервала времени сверху нанесены главные периоды покровообразования, периоды островодужного магматизма в пределах Охотско-Чукотского пояса. Показаны этапы покровообразования первого типа, когда формируется система относительно многочисленных падающих к северу пластин, сравни-

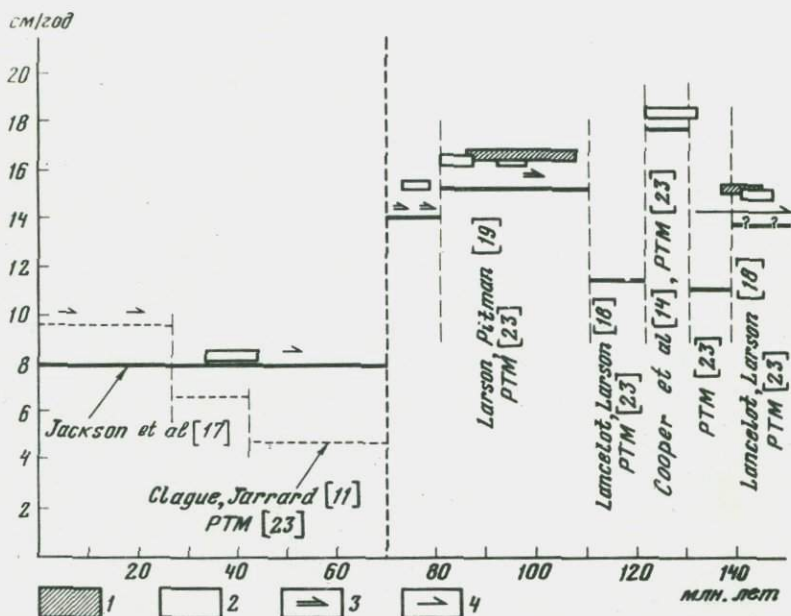


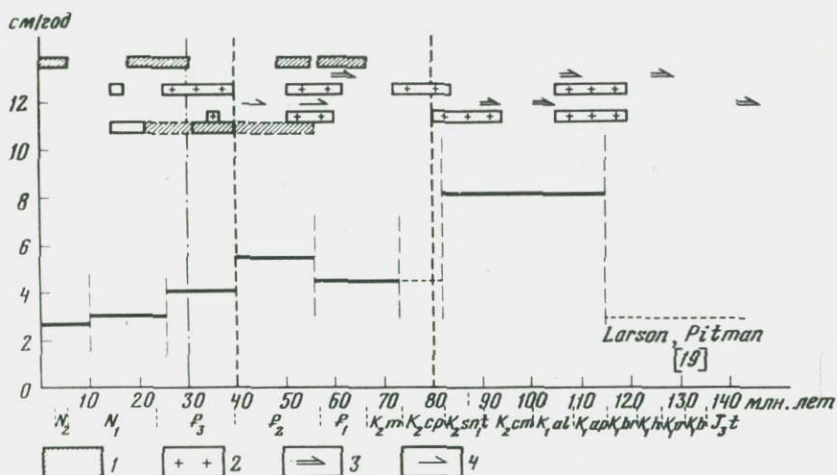
Рис. 4. Схема скоростей смещения тихоокеанских плит и тектоно-магматических событий Корьякского нагорья и Охотско-Чукотского пояса

1, 2 – периоды магматической активности: 1 – Охотско-Чукотского пояса, 2 – Корьякского нагорья; 3, 4 – периоды образования покровов: 3 – первого типа, 4 – второго типа

тельно небольшой амплитуды каждая и не имеющих тыловых раздвигов, а также этапы формирования покровов второго типа. Покровы первого типа, связанные, по нашему мнению, с процессом пододвигания океанических плит, приурочены к периодам относительно высоких скоростей такого смещения в позднем альбе–сеномане и кампане–маастрихте. Вместе с тем следует отметить, что период максимально высоких скоростей в готериве в этом плане никак не проявлен. Более четкая связь наблюдается для периодов высоких скоростей смещения и основных этапов островодужного вулканизма.

Однако по простиранию складчатых поясов такая закономерность может нарушиться. На юге Анадырско-Пенжинской зоны островодужный вулканизм прекратился в валанжине и в готериве формировались тектонические покровы, что подтверждается присутствием готеривских олистостромов [7].

Для покровов второго типа зависимость основных периодов шарьирования в целом обратная. В неокоме процессы шарьирования наиболее резко проявились в валанжине Анадырско-Пенжинской и Корьякской зон. В то же время они имели место в берриасе и титоне. Наиболее отчетливо такая зависимость устанавливается для палеогена, когда формируются гигантские Майницкий и Ватынский покровы, приуроченные к этапу минимальных скоростей смещения тихоокеанских плит. Следует отметить также, что начиная с конца мела возникает Алеутская дуга, и если следо-



Р и с. 5. Схема скоростей смещения тихоокеанских плит и тектоно-магматических событий запада США

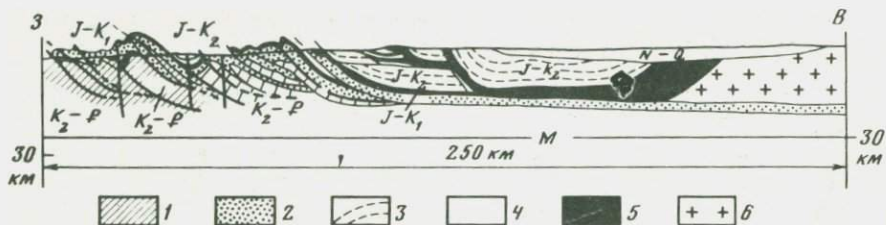
1 — известково-шелочной вулканизм; 2 — интрузивный магматизм; 2 — интрузивный магматизм, преимущественно габбро-плагиигранитная формация; 3, 4 — периоды образования покровов: 3 — первого типа, 4 — второго типа

вать плейтктонической модели, то необходимо признать, что основное поглощение разрастающейся Тихоокеанской плиты происходило уже здесь, что делает структурно-генетическую связь предэоценовых или раннеэоценовых покровов с движением тихоокеанских плит еще более сомнительной.

Отмеченная зависимость в общем подтверждается на материалах по Аляске и Северо-Американским Кордильерам. На рис. 5 нанесены этапы покровообразования, островодужного магматизма для Калифорнии и Аляски, а также скорости перемещения плиты Фараллон. Для позднеюрского-раннемелового времени (включая баррем) использованы данные Ларсона и Питмана [19]. Скорости в более позднее время рассчитаны, исходя из допущения о симметричном спрединге в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия. Данные по абсолютным скоростям схождения плит Фараллон и Северо-Американской у разных авторов довольно сильно отличаются, однако этапы ускорения и замедления (т.е. относительные скорости) в основном совпадают, что позволяет использовать их в наших построениях [8–10, 15].

Покровно-складчатые сооружения запада США были сформированы в процессе пододвигания океанической плиты под Северо-Американский континент. В структурном отношении это система последовательно налегающих одна на другую пластин, образованных разными по возрасту и составу толщинами (рис.6). Западные, структурно нижние пластины сложены францисканом, восточные, верхние — отложениями Большой Долины (включая офиолиты). Для тех и других характерно общее омоложение формационных комплексов к западу, в сторону океана. В целом наблюдаемая здесь структура сходна с таковой в Корякском хребте.

Восточнее (Сьерра-Невада) расположен сложно построенный вулкано-



Р и с. 6. Схема тектонических покровов Калифорнии [26]

1 — верхнемеловые—палеогеновые отложения "молодого францискана"; 2 — юрско-меловые отложения францискана; 3 — комплекс отложений Большой Долины; 4 — неоген-четвертичные отложения; 5 — офиолиты; 6 — комплекс пород Сьерра-Невады

плутонический комплекс, который формировался начиная с поздней юры в пределах активной континентальной окраины. Некоторые исследователи [12, 24] связывают его образование с началом раскрытия Атлантики в дотитонское время. Если представления о взаимообусловленности спрединга в Атлантике с тектоно-магматическими процессами в Кордильерах справедливы, то, по-видимому, рассматриваемый случай более сложный, чем, например, в Корякском нагорье. Действительно, с началом формирования комплекса активной континентальной окраины связан первый этап шарьирования (посткелловейский, но дотитонский). Крупнейший структурой этого периода является надвиг Престон-Пик [25].

Следующий этап покровообразования — среднемеловой (постваланжинский) — включает подвижки двух временных уровней. Первая (досеноманская) вызвала надвигание офиолитов Большой Долины на титонваланжинские толщи францискана. В Орегоне этому времени также соответствует период формирования покровов, сложенных юрско-нижнемеловыми отложениями. Точный возраст этих движений доказан в Калифорнии, где счешуенные отложения францискана и офиолиты трансгрессивно перекрыты ап-альбским флишем (нижний неоавтохтон).

Вторые (постсеноманские) движения обусловили надвигание титонваланжинских толщ францискана на сеноманские граувакки, что привело к общему усложнению структуры района, в частности к появлению меланжей. В Нижней Калифорнии сложная покровно-складчатая структура была запечатана гуронской молассой (верхний неоавтохтон).

Этапу среднемеловых деформаций соответствует период высоких скоростей смещения плиты Фараллон (см. рис. 5). В этом же временном интервале вдоль крупных надвигов Берегового хребта проявился голубосланцевой метаморфизм, а в Сьерра-Неваде произошло внедрение основной массы гранитоидов.

В конце эоцена на западе США вновь формировались покровы, происходило шарьирование юрско-меловых толщ францискана на верхнемеловые—эоценовые отложения ("молодой францискан"). В это же время гигантская пластина, образованная породами Большой Долины (с офиолитами в основании), была надвинута на сформировавшийся в среднем мелу пакет пластин. Видимая амплитуда шарьирования достигает 120 км. В морфологическом и формационном отношениях, по положению в регио-

нальной структуре аллохтонная масса Большой Долины весьма сходна с Майницким покровом Корякского нагорья (покров второго типа). В отличие от предыдущего (среднемелового) этапа шарьирования в кайнозое не происходило образования меланжей, практически не проявлен метаморфизм высоких давлений, хотя известково-щелочной вулканизм в ряде районов имел место (Британская Колумбия и др.).

В североамериканской части Тихоокеанского пояса образование покровов второго типа произошло позже, чем в Корякском нагорье, где они были связаны с ларамийской складчатостью. Проявление последней в Кордильерах было локализовано главным образом в Скалистых горах (надвигание миогеосинклинальных толщ на платформу). В результате сформировался мощный пакет пластин, в пределах которого ширина миогеосинклинальной зоны была сокращена в 1,5 раза. Лишь на Аляске ларамийские движения были связаны непосредственно с субдукцией океанских плит [16]. Здесь эти движения обусловили надвигание аккреционных комплексов Южной Аляски (включая офиолитовые меланжи) на поздне-меловые турбидиты, в том числе и шельфа Берингова моря [20]. В это же время на Аляске формировался и вулcano-плутонический комплекс.

Таким образом, в пределах рассмотренных регионов формирование покровно-складчатых сооружений в целом представляло собой длительный, но фазовый процесс. Обособление конкретных покровных структур происходило в короткие отрезки времени. Различаются два типа структур: 1) чешуйчатые пакеты, состоящие из пластин, каждая из которых характеризуется сравнительно небольшой амплитудой, хотя суммарные размеры сокращения ширины земной поверхности могут достигать внушительных размеров; 2) гигантские, относительно тонкие, более или менее монолитные пластины амплитудой свыше 100 км.

Анализ временной корреляции движения литосферных плит Тихого океана начиная с поздней юры с основными этапами покровообразования в северной части Тихоокеанского пояса дает противоречивую картину. Хотя фазовость смещения океанических плит выражена не столь отчетливо, в целом периоды шарьирования синхронны периодам интенсивного смещения плит. Исключение составляет готерив, когда этап высоких скоростей движения плиты Кулу не нашел своего выражения в структуре Корякского нагорья. В то же время в готериве здесь максимально широко был проявлен островодужный вулканизм.

В первом приближении можно сказать, что образование покровов первого типа, слагающих аккреционные комплексы, и островодужный магматизм в мелу могут быть связаны с периодами относительно высоких скоростей движения плит. В маастрихте (70 млн. лет) и в кайнозое такие связи теряются. Несмотря на резкое уменьшение скорости смещения океанических плит, формируются крупные аллохтонные массы второго типа. Одновременно уменьшается тектоническая переработка пород, слагающих покровы.

Следует отметить, что некоторые покровы второго типа входят в общую структуру аккреционных систем (например, аллохтонная масса Большой Долины в Калифорнии, австро-альпийские покровы, покров Симайл в Омане и др.), тогда как другие (Майницкий и Ватынский в Корякском нагорье, Пидмонт в Южных Аппалачах) в структурном и возрастном отно-

шениях оторваны от периода формирования аккреционных сооружений. Иными словами, субдуктивный механизм шарьирования здесь в лучшем случае проблематичен. Все сказанное позволяет считать, что далеко не всегда намечается прямая зависимость формирования структуры складчатых поясов от скорости движения субдуцирующих литосферных плит. Для покровов первого типа такая зависимость возможна, для покровов второго типа ее нет. Учитывая отмеченные выше данные о генезисе многих покровно-складчатых сооружений, указывающие на большую роль процесса пододвигания, можно предположить сложные опосредованные связи между покровообразованием и фазовостью смещения субдуцирующей плиты. Выяснение природы этих связей представляет одну из задач, которую предстоит решить.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 122 с.
2. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.И., Вишневская В.С. Тектоника Олюторской зоны. — В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982, с. 189–217.
3. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Позднемезойские и кайнозойские геодинамические реконструкции. — В кн.: Геология океана. М.: Наука, 1980, с. 380–386.
4. Руженцев С.В., Соколов С.Д. Система фронтальный надвиг—тыловой раздвиг как показатель абсолютного смещения поверхностных блоков литосферы. — В кн.: Тектоническая расчлененность атмосферы. М.: Наука, 1980, с. 15–22.
5. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Д., Григорьев В.Н. и др. Тектоника Корякского хребта. — В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982, с. 136–189.
6. Рутген М.Г. Геология Западной Европы. М.: Мир, 1972. 445 с.
7. Чехов А.Д. Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны. — В кн.: Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982, с. 70–106.
8. Atwater T. Implication of the plate tectonics for the cenozoic tectonic evolution of western North America. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 81, N 2, p. 3513–13536.
9. Boström R.C. Tectonic sequence in the western states: Abbreviation of the east limb, EPR. — Mod. Geol., 1980, N 7, p. 67–74.
10. Carlson R.L. Cenozoic convergence along the California: A Qualitative test of the hot-spot approximation. — Geology, 1982, vol. 10, N 4, p. 191–196.
11. Clague D.A., Jerrard R.D. Tertiary Pacific plate motion deduced from the Hawaiian–Emperor chain. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 4, p. 1135–1154.
12. Coney P.Y. Cordilleran tectonics and North America plate motion. — Amer. J. Sci., 1972, vol. 272, N 7, p. 603–628.
13. Cook F.A., Brown L.D., Oliver T.E. The Southern Appalachians and the growth of continents. — Sci. Amer., 1980, vol. 234, N 4, p. 124–138.
14. Cooper A.K., Scholl D.W., Marlow M.S. A plate-tectonic model for the evolution of the eastern Berling Sea Basin. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, vol. 87, N 8, p. 1119–1126.
15. Handschumacher D.W. Post-eocene plate tectonics of the eastern Pacific. — In: Geophysics of the Pacific Ocean basin and margin. Wash., 1976, p. 177–202.
16. Hudson T. Mesozoic plutonic belts of southern Alaska. — Geology, 1979, vol. 7, N 5, p. 230–234.
17. Jackson E.D., Koizumi J., Dalrymple G.B. et al. Introduction and summary of results from DSDP, leg 55, The Hawaiian–Emperor hot-spot experiment. — Init. Rep. DSDP, 1980, vol. 55, p. 5–31.
18. Lancelot Y., Larson R.L. Sedimentary and tectonic evolution in the NW Pacific. — Init. Rep. DSDP, 1975, vol. 32, p. 925–939.
19. Larson R.L., Pitman W.C. World-wide correlation of mesozoic magnetic anomalies and its implications. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, N 12, p. 3645–3662.
20. McGeary S.E., Ben-Abram Z. Allochthonous terranes in Alaska: Implications for the

- structure and evolution of the Berling Sea shelf. — *Geology*, 1981, vol. 9, N 12, p. 608–615.
21. *Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonic of Asia: Effects of continental collision. — *Science*, 1975, vol. 189, N 4201, p. 419–426.
22. *McPowell C.A.* A speculative tectonic history of Pakistan and surroundings: Some constraints from the Indian Ocean. — In: *Geodynamics of Pakistan*. Quetta, 1979, p. 10–28.
23. Plate-tectonic map of the circum-Pacific/Ed. Ch.Nishiwaki. San Diego, 1981. Vol. 1.
24. *Schwan W.* Geodynamic pikes in the alpinotype orogenes and changes of the spreading ocean floor. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1980, vol. 64, N 3, p. 359–379.
25. *Snoke A.* A trust plate of ophiolitic rocks in Preston Peak area, Klamath mountains, California. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, vol. 88, N 11, p. 1641–1659.
26. *Suppe I.* Structural interpretation of the southern part of the northern Coast Ranges and Sacramento valley, California: summary. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1979, vol. 90, N 4, pt. 1, p. 327–330.

УДК 551.24.25

Г.Н. САВЕЛЬЕВА

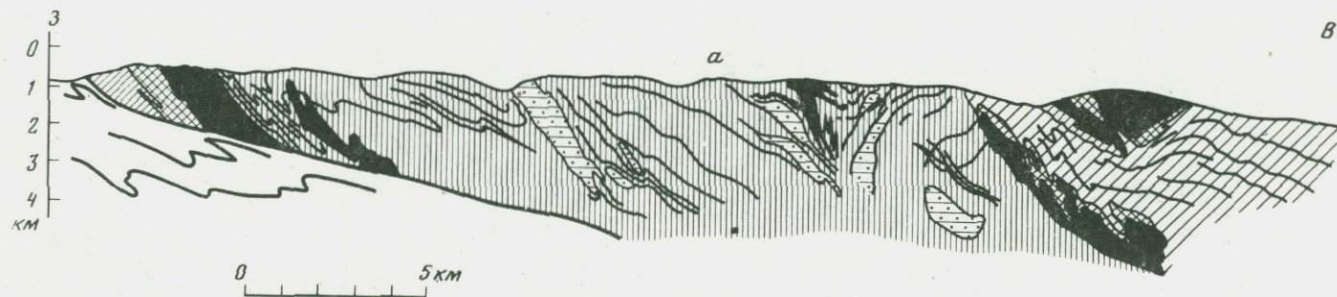
## СТРУКТУРА ГАББРО-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВ

Ультрасосновые породы офиолитовой ассоциации являются одним из важнейших источников информации о движениях вещества в верхней мантии. Сохранность остаточных деформационных структур в этих породах обеспечивается тем, что они выводятся в твердо-пластическом состоянии непосредственно из мантии в областях генерации коры океанического типа. Подобное представление сложилось в результате многих тектонических и петрологических работ, причем в последних образование базальтов связывается с частичным плавлением лерцолитов [2–6, 18, 19; и др.].

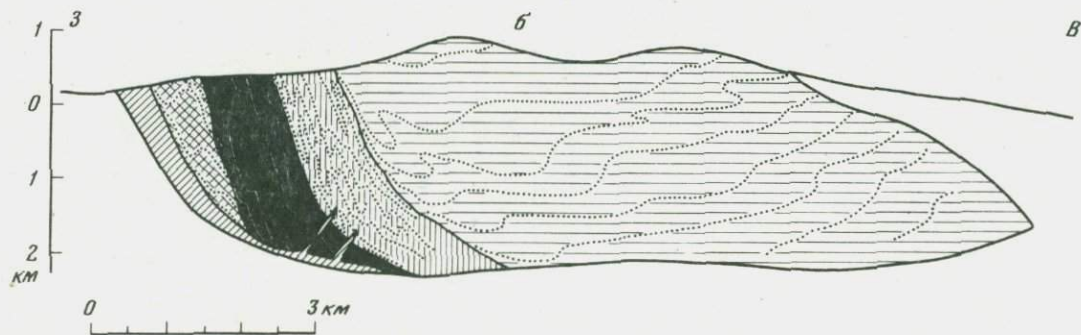
Условия зарождения базальтовых магм при частичном плавлении мантийного вещества, их эволюция интенсивно изучаются, тогда как о реакции тугоплавкого остатка, т.е. ультрасосновых пород, на отделение базальтоидного мобилизата известно крайне мало. Между тем процессы, протекающие в мантийных ультрабазитах при выплавлении базальтовых магм, обуславливают основные закономерности формирования структурно-вещественных неоднородностей самых верхних частей мантии — тех, которые фрагментарно представлены в офиолитовых разрезах.

### СТРОЕНИЕ ПЕРИДОТИТОВЫХ РАЗРЕЗОВ

Для Уральских массивов — Войкаро-Сыньинского, Среднего Крака и Нурали, входящих в состав офиолитовых аллохтонов, было показано существование грубой зональности, или стратификации, их полных разрезов [10–12]. Термин "стратификация", удобный для характеристики морфологии разреза с последовательно сменяющимися толщами, не является синонимом "магматической расслоенности" и в петрологическом смысле противоположен ему: в общем случае, в перидотитовой части офиолитовых разрезов лерцолиты — самые ранние и наиболее глубинные образования, относительно богатые базальтоидными компонентами, сменяются гарцбургитами и далее — относительно поздними магнезиальными дунитами,



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7



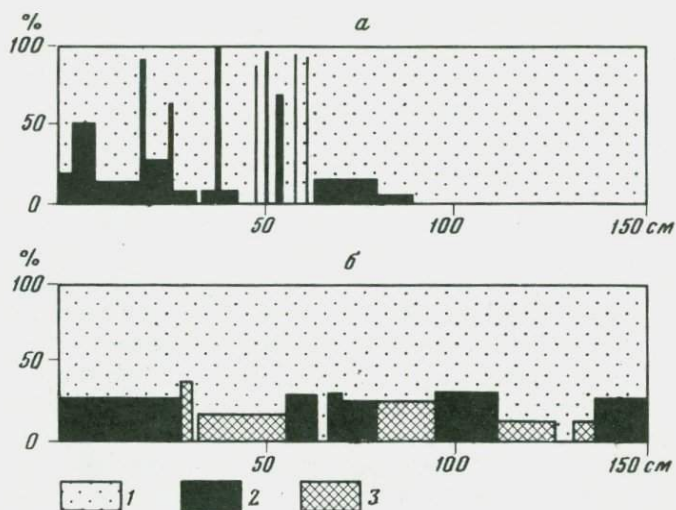
Р и с. 1. Два типа разреза габбро-ультрабазитовых комплексов в офиолитах Урала

*а* – существенно гарцбургитовый (Войкаро-Сыньинский массив); *б* – существенно перцолитовый (массив Средний Крака).

1 – перцолиты серпентинизированные; 2 – перцолиты рекристаллизованные, без серпентина; 3 – гарцбургиты; 4 – дуниты; 5 – пироксениты, верлиты; 6 – габбро; 7 – амфиболиты

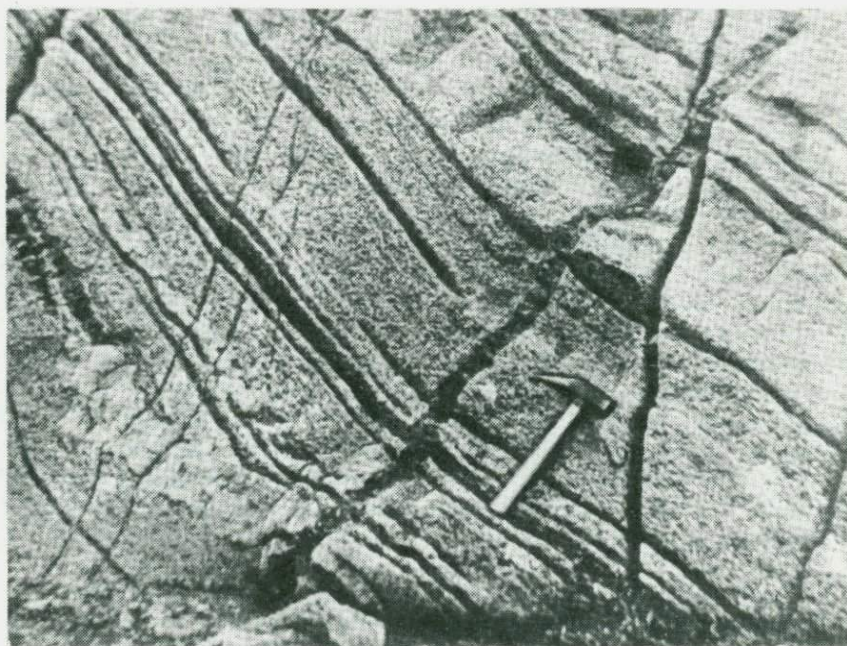
слагающими внешние зоны перидотитовых тел перед контактом с габброидными сериями (рис. 1). Наиболее четко зональное строение разреза выражено в существенно лерцолитовых массивах Среднего Крака и Нурали; в гарцбургитовых массивах Полярного Урала, Омана, Бей-оф-Айлендса и других повсеместно прослеживается лишь дунит-гарцбургитовая или дунитовая зона. На Войкаро-Сыньинском массиве лерцолиты сохранились фрагментарно, в реликтовых телах среди гарцбургитов; в общем разрезе офиолитовых аллохтонов Новой Каледонии, включая массивы Монтань-де-Сурс и Поум, шпинелевые лерцолиты сменяются вверх по разрезу высокоглиноземистыми гарцбургитами и далее "истощенными" гарцбургитами, дунит-гарцбургитами и дунитами, которые контактируют с габбро [21]; та же картина описана для сводного разреза массивов Бей-оф-Айлендса (Ньюфаундленд): Блоу-ми-Даун и Тэйбл-Маунтин [22]. Мощности выделяемых зон варьируют соответственно типам массивов: от 1 до 6 км для лерцолитов и гарцбургитов и от десятков (сотен) метров до 2 км для дунитов (дунит-гарцбургитов). Помимо грубой "крупномасштабной стратификации", наблюдаются относительно маломощные пачки пород, химические характеристики которых соответствуют генеральной направленности в изменении общего состава вещества по разрезу. Особенно четко это установлено на массиве Среднего Крака, где пачки пород одинакового петрографического состава — хромшпинелевых и шпинель-плаггиоклазовых лерцолитов, расположенные на разном расстоянии по отношению к границе с дунит-верлит-пироксенитовой и габброидной сериями, резко различаются по составу породообразующих минералов: в основании разреза лерцолиты, как с плаггиоклазом, так и без него, содержат магнезиальный высокоглиноземистый хромшпинелид и пироксены с высокими содержаниями алюминия, хрома, титана и натрия (последние два элемента — в диоксидах); по мере приближения к границе с дунит-верлит-пироксенитовой серией и особенно вблизи нее те же петрографические разновидности содержат железистый, значительно (в 2 раза) более хромистый шпинелид и пироксены, резко обедненные всеми перечисленными элементами; магнезиальность силикатов увеличивается. Одновременно в этом направлении в лерцолитовой части разреза увеличиваются количество и мощность плаггиоклазосодержащих линз, чередующихся с деплетированным лерцолитом-гарцбургитом-дунитом, т.е. формируется область развития контрастных по составу тугоплавкого остатка и мобилизованного, но не отделенного базальтоидного материала. Таким образом, на фоне нарастания степени обеднения вещества базальтоидными компонентами происходит разделение лерцолита на пачки (горизонты, толщи) пород относительно одинакового химико-петрографического состава — и это тоже одна из характернейших черт перидотитовых разрезов.

Мелкомасштабные неоднородности в строении пород представлены полосчатыми текстурами, чрезвычайно широко развитыми в гарцбургитах и шпинелевых лерцолитах, и шшировыми, шширово-полосчатыми текстурами, более типичными в шпинель-плаггиоклазовых лерцолитах (рис. 2, 3). В лерцолитовых массивах шширово-полосчатые текстуры развиваются в основном с появлением плаггиоклаза, но им предшествует полосчатость, сформированная в условиях шпинелевой фации. Увеличение линзовидно-



Р и с. 2. Гистограммы распределения минералов в полосчатых шпинелевых лерцолитах массива Средний Крак

*a* — на границе с плагиоклазовыми лерцолитами; *б* — преобладающий (фоновый) тип. 1 — оливин; 2 — среднезернистый энстатит-диопсид; 3 — крупнозернистый энстатит-диопсид



Р и с. 3. Полосчатость гарцбургитов, Полярный Урал

послойной неоднородности пород с образованием плагиоклазсодержащих шпиров, окруженных гарцбургитовыми и (или) дунитовыми оболочками, происходит на границах сменяющихся относительно однородных пачек лерцолитов — с плагиоклазом и без него (см. рис. 2, 3). Эта закономерность — увеличение контрастности текстур полосчатых, шпирово-полосчатых, реже — сетчатых (на границе дунит—гарцбургит) — прослеживается в зонах перехода лерцолит—гарцбургит и гарцбургит—дунит. Именно такие текстуры с дробным чередованием пород, которые представляют собой крупные сменяющиеся единицы разреза, демонстрируют цельность всего эволюционного ряда мантийных ультрабазитов. Распределение полосчатых разновидностей и степень совершенности полосчатости изменяются в разрезе перидотитов: для многих массивов типично чередование однородных массивных пачек мощностью в десятки—сотни метров с неясно- и резкополосчатыми пачками (Войкаро-Сыньинский, Кракинские, Уралы на Урале, Ред-Маунтин в Новой Зеландии, Джозефина в Калифорнии) [20; и др.]. При этом участки с четкой полосчатостью, как правило, характеризуются разномасштабными складками течения, а в существенно гарцбургитовых массивах — присутствием многочисленных жил дунитов и пироксенитов, секущих полосчатость. На Войкаро-Сыньинском массиве резкополосчатые гарцбургиты приурочены к приосевой зоне крупной желобовидной складки течения, синхронно с которой формировалась сетчатая система жил [13].

Морфология складок полосчатости гарцбургитов и лерцолитов с линейностью, расположенной в осевых плоскостях параллельно шарнирам складок или под крутым углом к ним, а также развитие складчатых и будинированных жил дунитов и пироксенитов — все это характеризует складки как структуры, образованные при пластическом течении вещества. Вопрос о генезисе линейно-плоскостных и полосчатых структур при этом решается отдельно: известно, что они могут быть образованы как магматическим, так и метаморфическим путем.

Природа петроструктуры лерцолитов и гарцбургитов устанавливается комплексным макро- и микроструктурным анализом: 1) во всех изученных случаях в оливинах, составляющих 70—80% объема породы, наблюдаются полосы излома, ориентированные поперек удлинения крупных уплощенных зерен и агрегатной линейности; такие полосы образуются только при внутрикристаллическом скольжении дислокаций [17, 30]; 2) в краях крупных зерен и вдоль полос излома развиты субзерна, переходящие в необласты, размеры и количество которых варьируют в разных породах и по разрезу; 3) в энстатитах наблюдаются те же структуры и часто — разрыв и растаскивание зерен вдоль агрегатной линейности, с залечиванием разрывов оливином; 3) предпочтительные ориентировки осей оптической индикатрисы оливина и энстатита закономерно связаны с положением полос излома, линейности и уплощенности минералов. В этом случае подобные ориентировки являются только следствием скольжения дислокаций по определенным кристаллографическим системам, связывающим плоскость и направление скольжения; все они воспроизводятся экспериментально [26; и др.].

Наличие разномасштабных складок течения, линейно-плоскостных ориентировок, будинированных прослоев и жил составляет неотъемлемую

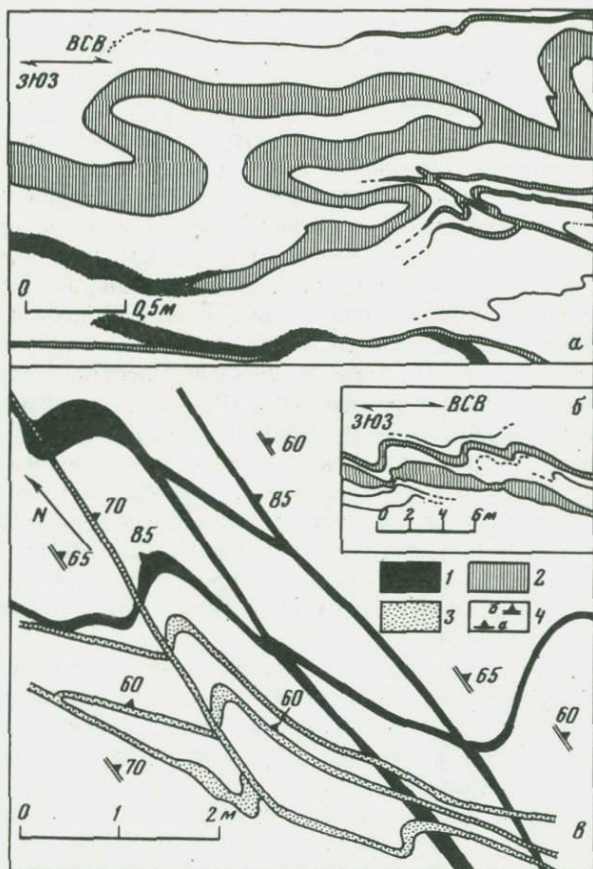


Рис. 4. Синдеформационные полифазные жилы (а-б) в гарцбургитах, Войкар-Сыньинский массив [10]

1 – дунит; 2 – энстатит; 3 – диопсидит; 4 – элементы залегания: а – жил, б – гарцбургитов

характеристику всех перидотитовых разрезов (рис. 4, 5). Закономерным для деформационных структур является следующее: 1) конформность структур в чередующихся пачках пород; 2) дисконформность полосчатости, уплотненности и линейности лерцолитов по отношению к границе с дунит-гарцбургитовой и последующими внешними зонами, а также со структурами дунитов и пироксенитов; при этом линейность ориентирована под крутым углом и к плоскости границ; 3) в зоне перехода от лерцолита к гарцбургиту краевой зоны происходит постепенное изменение ориентировки структур на согласные со структурами пород внешней оболочки массива – дунитов, верлитов, пироксенитов, габбро (рис. 6).

Постоянны такие главные различия внутренних структур существенно лерцолитовых и гарцбургитовых массивов: в лерцолитовом разрезе типичны текстуры пород с четкой плоскостной ориентировкой, как правило, совпадающей с плоскостью полосчатости, а также слабое развитие секущих



Рис. 5. Деформированные жилы пегматоидных энстатитов, Полярный Урал

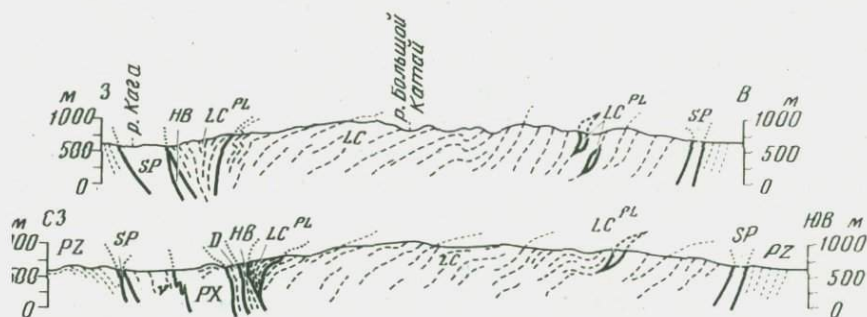


Рис. 6. Структурно-петрографические разрезы через массив Средний Крака

*C* — преимущественно лерцолиты, без плагиоклаза;  $LC^{PL}$  — лерцолиты плагиоклазодержащие; *HB* — гарцбургиты; *D* — дуниты; *PX* — пироксениты, верлиты; *v* — аббро; *SP* — серпентиниты; *PZ* — палеозойские отложения. Пунктиром показано заегание полосчатости (и уплотненности — в лерцолитах)

кил и обилие шпиров разного состава в системе полосчатости; в гарцбургитовом разрезе уплотненность выражена значительно хуже и нередко сечет полосчатость, типичны разнообразные складки, очерченные полосчатостью, структуры будинач; чрезвычайно характерно обилие дунитовых тел и сущих полосчатость жил дунитов, пироксенитов, которые формируются в одном поле напряжений с пластическими деформациями гарцбургитов.

## ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД В ПЕРИДОТИТОВЫХ РАЗРЕЗАХ

Из анализа структурных соотношений пород и закономерностей их распределения в разрезе следует, что во всех рассмотренных массивах шпинелевые лерцолиты являются наиболее ранними породами, представляя собой ту матрицу, на месте которой происходит образование плагиоклазосодержащих лерцолитов, гарцбургитов и дунитов. Каждая из этих разновидностей пород образуется не одноактно, о чем свидетельствует различный состав их сосуществующих минералов и соответственно условий формирования. Это относится и к шпинелевым лерцолитам, состав которых эволюционирует по мере отделения базальтоидных компонентов. Разновременность шпинель-плагиоклазовых лерцолитов и их гетерогенность отчетливы на массиве Средний Крака. В нижней части разреза, как правило, эти породы встречаются в виде уплощенных линз без дунитовых и гарцбургитовых оболочек среди шпинелевых лерцолитов. Одинаковый общий химический состав лерцолитов с плагиоклазом и без него, состав сосуществующих минералов последовательных генераций и петроструктуры этих пород позволяют рассматривать появление плагиоклаза в данной ассоциации как результат реакции фазового перехода при снижении общего давления: глиноземистая шпинель + диопсид  $\rightarrow$  анортит + оливин + хромшпинелид. Эта реакция зарождалась и осуществлялась в прослоях, относительно обогащенных окисью алюминия, т.е. была подготовлена "последовательно" контрастностью состава, сформированной ранее.

Выше по разрезу, ближе к контакту с габброидами, шширы плагиоклазосодержащих лерцолитов, окруженные оболочкой дунитов и (или) гарцбургитов, представляют собой уже продукты дифференциации, проходившей по схеме: шпинелевый лерцолит  $\rightarrow$  плагиоклазосодержащий лерцолит или анортит-диопсид ( $\pm$ энстатит) — оливиновая порода с переменными количественными соотношениями минералов  $\pm$  дунит  $\pm$  гарцбургит. Минералогический и химический состав пород (минералов) в таких участках — с локальным обогащением кальцием, алюминием, кремнеземом, титаном, железом относительно более магнезиального субстрата — отражает по существу появление базальтоидной выплавки в процессе частичного плавления лерцолита. Следы его, очевидно, являются и линейные агрегаты анортит+диопсид $\pm$ хромшпинелид. Такая интерпретация аналогичных образований в лерцолитовых и лерцолит-гарцбургитовых массивах Ланцо, Отрис, Троодос, Нурали была предложена ранее [13, 16, 25] и в общем случае хорошо согласуется с логикой модели частичного плавления лерцолита в верхней мантии. Здесь же для дальнейших построений важно подчеркнуть, что плагиоклазосодержащие обособления появляются в результате разных процессов и, наиболее вероятно, на разных стадиях формирования разреза — вначале в результате твердофазового перехода и затем при частичном плавлении.

Об относительном времени образования гарцбургитов в существенно лерцолитовых массивах можно судить по их структурному положению и химико-минералогическому составу — в виде зональных оболочек вокруг линз, обогащенных плагиоклазом и диопсидом среди лерцолитов или зоны пород, обедненных базальтоидными компонентами в верхней части разре-

за (близкой к габброидам). Из этого следует вывод об определенной комплементарности их состава базальтоидной выплавке и одновременности с выделением базальтоидного расплава из лерцолита. В гарцбургитовом типе разреза прямые свидетельства позднего времени образования гарцбургитов по отношению к шпинелевым лерцолитам менее очевидны: лерцолиты присутствуют среди них в виде отдельных тел, представляющих собой возможные реликты субстрата, на месте которого формировались гарцбургиты, в ряде случаев они располагаются в основании разрезов. Однако реститовый состав гарцбургитов по отношению к лерцолиту, неизменная направленность дифференциации лерцолита и существование переходных лерцолит-гарцбургитовых типов разреза дают основание считать, что эти породы формировались при истощении лерцолита базальтоидными компонентами. Остается неясным в большинстве случаев, был ли этот процесс одноактным (в смысле непрерывно, последовательно развивавшегося тектонического события в верхней мантии — например, подъема мантийного диапира) или он неоднократно возобновлялся в разные тектонические эпохи. Некоторый свет на этот вопрос проливает история формирования дунитовых тел и жильных образований.

Полихронность дунитов и пироксенитов в перидотитовых массивах доказана прямыми геологическими наблюдениями и относится к фундаментальным характеристикам разрезов мантийных пород. Особенно четко проявлены многочисленные генерации жил в существенно гарцбургитовых массивах. Ранние дуниты представлены пластообразными телами в системе полосчатости гарцбургитов и образуются по мере ее развития, т.е. усиления контрастности состава, о чем свидетельствуют синхронные этим дунитам энстатитовые обособления в зальбандах тел. К следующей генерации относятся жилы, секущие гарцбургитовую полосчатость, и дунитовые тела с ореолом сетчатых дунитовых жил, расположенные в ядрах желобовидных складок течения гарцбургитов. В этих морфологически сложных системах тел видна дискретность последовательного процесса их формирования: 1) дунитовые жилы с резкими контактами пересекают дунитовые тела с энстатитовыми (энстатит-диопсидовыми) оторочками вдоль контактов; 2) большая часть дунитов пересекается жилами энстатитов и вебстеритов, но есть дунитовые жилы, секущие пироксениты и хромитовые обособления в дунитах — самые поздние генерации.

Еще отчетливее многостадийность жил дунитов и пироксенитов выступает на участках с интенсивными складчатыми деформациями (Войкаро-Сынынский массив): ранние дунитовые и энстатитовые жилы, субсогласные с гарцбургитовой полосчатостью, будинированы и смяты в складки; их рассекает со слабым смещением вдоль осевых плоскостей следующая генерация жил, в которой появляются и вебстериты; эти жилы также сминаются в складки и в свою очередь пересекаются жилами третьей генерации (см. рис. 4, 5). Поздние жилы здесь представлены вебстеритами, цементирующими блоки гарцбургита, обедненного энстатитом, и содержат включения дунитов, энстатитов.

Общая направленность изменения состава минералов в разных поколениях подобных метаморфогенных жил заключается в слабом увеличении железистости силикатов пироксенитов (от энстатитов к вебстеритам), в резком уменьшении количеств алюминия и хрома в их пироксенах по

сравнению с пироксенами гарцбургитов, в повышении магнезиальности оливина в дунитах при возрастании хромистости и железистости акцессорного хромшпинелида как в дунитах, так и в гарцбургитах. Принципиально иной состав имеют зональные жилы темно-зеленых оливиновых вебстеритов — самые поздние из ультраосновных образований в разрезе, секущие все перечисленные породы. Варьирующая, в целом, сильно повышенная железистость их силикатов и вместе с тем относительно высокое содержание алюминия, хрома, титана в пироксенах, а также глиноземистый состав железистого хромшпинелида явно отличают эти породы от остальных жильных образований с тем же набором минералов (оливин+ортопироксен+хромшпинелид) и по химическому составу сближают их с магнезиальными габброидами.

Тренд химической дифференциации вещества одинаков для разных массивов: в ряду шпинелевый лерцолит → гарцбургит → дунит происходит увеличение магнезиальности всех силикатов, снижение количеств  $Al_2O_3$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Na_2O$  в пироксенах одновременным увеличением железистости и хромистости шпинелидов. Аналогичные изменения фиксируются в разных поколениях минералов — от ядер крупных зерен к необластам.

Рассмотренный материал по структурно-временным соотношениям пород и направленности изменений их состава в уральских массивах не противоречит идее частичного плавления перидотитов в верхней мантии и в определенной мере дополняет представление об этом процессе. Возможные условия — температура, давление и динамическая обстановка (стресс и характер движений) дифференциации материала в тугоплавком остатке оценены с привлечением данных петрологического эксперимента и моделирования к конкретным петрографо-геологическим ситуациям.

В перидотитах уральских массивов максимальные рассчитанные температуры установления равновесий для ядер крупных зерен пироксенов (ранней генерации) составляют около  $1100^\circ C$  в лерцолитах и около  $1050^\circ C$  в гарцбургитах; для рекристаллизованных зерен (необластов) —  $980$  и  $950^\circ C$  соответственно, охватывая в целом интервал  $850$ – $980^\circ C$ . В жильных пироксенитах выделяется группа магнезиальных энстатитов и вебстеритов, образованных при относительно низких температурах ( $850$ – $900^\circ C$ ) в процессах метаморфической, в том числе метасоматической дифференциации вещества перидотитов и высокотемпературных ( $1150^\circ C$ ) оливиновых вебстеритов железистого, глиноземистого состава, представляющих собой продукты кристаллизации выплавки.

Менее определенны оценки общего давления равновесных реакций при формировании шпинелевых перидотитов. С учетом реальных составов равновесных фаз, в частности присутствия хрома в них, а также вероятного участия водосодержащего флюида в процессе частичного плавления лерцолита (т.е. при формировании рассматриваемых равновесий), при температурах  $1100$ – $1000^\circ C$  пределы устойчивости хромшпинелевых лерцолитов ограничены по давлению интервалом  $20 > P > 7$  кбар [7, 23, 28].

Итак, вероятные условия формирования перидотитовых разрезов офиолитов ограничиваются широким интервалом давлений — от  $60$ – $40$  до  $20$ – $18$  кбар и узким — температур, разделенным на два уровня:  $1100$ – $1000$  и  $980$ – $850^\circ C$  с редким отклонением к большему или меньшему значениям. Большая часть оценок температур образования синдеформационных мине-

ральных парагенезов: необластов энстатита и диопсида, концентрирующихся в линейных агрегатах, или необластов, сосредоточенных вдоль полос излома в энстатитах, охватывает интервал,  $900-1000^{\circ}\text{C}$ . Располагая данными о макро- и микроструктурах пластического течения лерцолитов и гарцбургитов в офиолитовых комплексах Урала и результатами петроструктурного анализа (определением активных систем скольжения в оливине и энстатите), а также сведениями о температуре и давлении нагрузки, можно ориентировочно оценить скорость деформации: от  $10^{-8}$  до  $10^{-13}\text{c}^{-1}$ . На основании расчетов, связывающих размеры необласт и температуру их образования с величиной напряжения при деформациях [16, 24, 26], в целом ряде массивов ориентировочно определялись величины стресса для стадии пластического течения. Рассчитанные величины стресса по структурам лерцолитов массивов Южного Урала составляют 300–400 бар, локально – 550 бар; гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива – 260–420 бар. Эти значения согласуются с теми, что приведены для перидотитов других офиолитовых массивов: Семайл – 250–375 бар, Новая Каледония – 275–550 бар [27]; возможно, они характеризуют средние величины напряжений в мантии при формировании перидотитовых разрезов.

В основании перидотитовых разрезов крупных офиолитовых аллохтонов, на границе их с амфиболитами, в зоне мощностью 200–1500 м развиты гарцбургиты с чрезвычайно резкой – тонкой, контрастной по составу полосчатостью, с которой совпадает уплощенность минералов; для этих пород величина стресса при их формировании оценена в 1,2–1,5 кбара (массивы Войкаро-Сыньинский, Блоу-ми-Даун, Тейбл-Маунтин, покров Семайл [27]).

В целом разрезы мантийных перидотитов характеризуют область частичного плавления, в которой фиксируются следы различных сложно взаимодействующих процессов, протекающих при непрерывном пластическом течении вещества: 1) фазового перехода шпинелевых лерцолитов в плагиоклазовые; 2) собственно плавления и кристаллизации расплава; 3) метаморфической дифференциации вещества с диффузионным массопереносом в присутствии флюида: а) без его перемещения за пределы системы – полосчатость, шпирь и зональные оболочки вокруг мобилизата – как реакция релаксации на отделение расплава, б) при миграции флюида (ил флюидизированного расплава) вдоль зон дифференцированных движений (сколов) – жилы.

Каждый из этих процессов способствует созданию структурно-вещественных неоднородностей в мантии, но наиболее значительным и лавинообразно нарастающим представляется он при образовании локальных зон миграции, зон истечения флюидов и мобилизата, что приводит к отделению базальтоидного вещества от тугоплавкого остатка. Следовательно, область формирования существенно гарцбургитовых разрезов можно характеризовать как благоприятную для отвода выплавки (мобилизата) из системы или как область с повышенной проницаемостью вследствие формирования сколовых зон в теле перидотита, в отличие от области формирования ряда лерцолитовых разрезов, где также проходило частичное плавление, но отделение выплавки было менее интенсивным и процесс был быстро "заморожен".

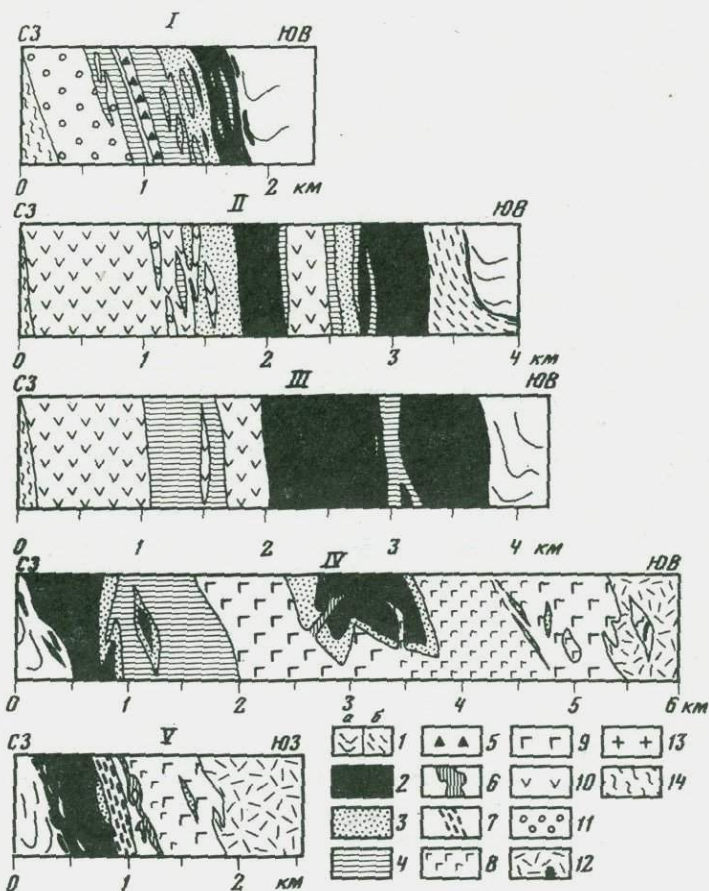
## СТРОЕНИЕ ГАББРОИДНЫХ РАЗРЕЗОВ И СООТНОШЕНИЕ ГАББРОИДНЫХ СЕРИЙ С МАНТИЙНЫМИ ПЕРИДОТИТАМИ

Строение разрезов габброидов, ассоциирующих с мантийными перидотитами, и составы отдельных серий пород отличаются большим разнообразием. Тем не менее существуют довольно строгие закономерности строения, хорошо известные по многочисленным публикациям, сводным описаниям офиолитовых комплексов и проявленные в рассмотренных массивах. К ним относятся: 1) положение дунит-верлит-клинопироксеновой серии в основании всего разреза габброидов, непосредственно на контакте с дунит-гарцбургитовыми; 2) смена ультраосновной расслоенной серии полосчатыми габбро или габбро-норитами, переходящими далее в массивные разновидности; 3) приуроченность роговообманкового габбро и феррогаббро к верхним частям разреза (наиболее удаленным от контакта с перидотитами).

Гораздо менее известны, но столь же характерны особенности строения разрезов, показанные на примере Войкаро-Сыньинского массива [9, 10] (рис. 7). Среди них следует отметить: 1) невыдержанность мощности переслаивающихся тел и быстрое выклинивание их по простиранию; 2) мегабрекчиевидное строение отдельных участков габбровых тел с ксенолитами — отторженцами пород дунит-верлит-пироксеновой серии и гарцбургитов; нередко — следы интенсивных высокотемпературных деформаций в породах ультраосновной расслоенной серии; 3) существование нескольких генераций жил (в том числе троктолитов — оливкового габбро), инъецирующих деформированные габбро-нориты, а также дуниты краевой зоны гарцбургитового тела; 4) присутствие зональных оторочек состава верлит-клинопироксенит ( $\pm$ плагноклаз) в зальбандах габбровых жил, секущих дуниты, и вокруг дунитовых (гарцбургитовых) ксенолитов в габбро. Образование этой зональности связывается с высокотемпературным метасоматическим процессом на контакте габбрового расплава, внедрившегося в существенно магнезиальный субстрат. Удивительное сходство зональности — с последовательностью ультрабазитов, наблюдаемой в расслоенной серии с увеличением количества клинопироксена от дунита к габбро — позволяет предполагать определенную роль метасоматоза в образовании верлит-клинопироксеновых горизонтов общего разреза. Подобные реакционные соотношения габбро с ультрабазитами детально рассмотрены Г.В. Пинусом [8]; описаны они и на других массивах Урала — Хабарнинском, Кемпирсайском, Верхнетагильском, Алапаевском, Баженовском и др. [1, 15]; к сожалению, иногда роль метасоматических процессов сильно преувеличена.

В ассоциации с лерцолитами габброидный разрез, как правило, имеет сравнительно простое строение, и здесь четко выступает резкое угловое несогласие внутренних структур лерцолитов и дунит-верлит-клинопироксенов. Для этих разрезов также установлено отсутствие следов внутрикристаллического течения в оливинах верлитов и переслаивающихся с ними дунитов, которые постоянно фиксируются в оливинах пород перидотитового разреза.

Породы габброидных серий в целом представляют собой продукты крис-



Р и с. 7. Схематизированные типичные разрезы габброидных серий Войкаро-Сыньинского массива

I-III - нижняя часть общего разреза, в подошве офиолитового аллохтона; IV, V. - верхняя часть общего разреза, над гарибургитами

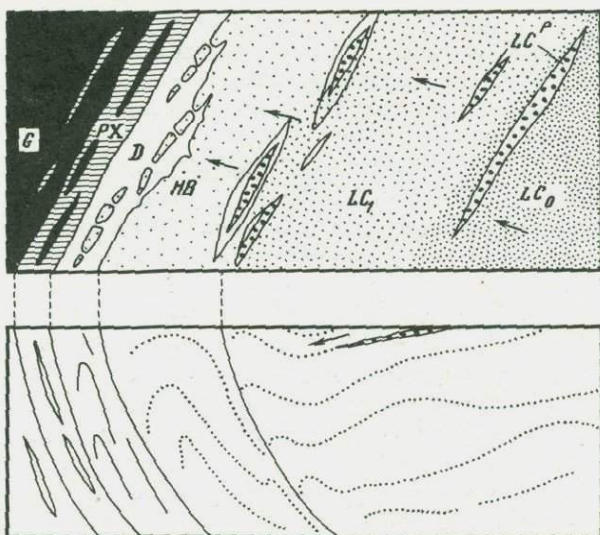
1 - гарибургиты (а) и антигорит-оливиновые породы по ним (б); 2 - дуниты; 3 - клинопироксеновые дуниты, верлиты; 4 - пироксениты; 5 - оливиновые вебстериты и герцинит-плеонастовые лерцолиты; 6 - троктолиты, оливиновое габбро; 7 - тонкое чередование дунитов, троктолитов, анортозитов; 8 - габбро-нориты, габбро; 9 - актинолит-анортитовые породы по габбро, габбро-норитам; 10 - доизитовые габбро-амфиболиты; 11 - гранатые габбро-амфиболиты; 12 - роговообманковые пегматоидные габбро; 13 - плагиограниты; 14 - катаклазиты, милониты по вулканогенно-осадочным породам

таллизации глубоко дифференцированной толеитовой магмы; общая направленность дифференциации осуществлялась согласно толеитовому тренду фракционирования компонентов. Существование многократных внедрений отражают активные контакты: иногда мелких интрузий магмезиальных троктолитов и габбро-норитов, даже верлитов в габбро, чаще роговообманкового, пироксен-роговообманкового габбро в клинопироксеновое габбро и габбро-нориты. Первые порции толеитового рас-

плава вначале внедрялись в лерцолиты (гарцбургиты), маркируя по существу каналы продвижения магмы, в которой происходило фракционирование оливина (в первую очередь). Являясь продуктом частичного плавления лерцолита, расплав, очевидно, мог поступать как из более глубоко расположенных (относительно данного перидотитового тела) источников, так и из той области лерцолита, которая впоследствии была связана с габброидами в единый разрез. В последнем случае мы видим активную реакцию остаточных ультраосновных масс: формирование в теле лерцолита зон с последовательно нарастающей степенью истощения базальтоидными компонентами в направлении к габбро и структур течения в лерцолитах, круто ориентированных к контакту с габброидными сериями (Крака, Нурали). Движение расплава вдоль контактов перидотитовых тел с отчленением и захватом блоков гарцбургитов и даже ранних продуктов магматической кристаллизации — верлит-дунитов прекрасно иллюстрируется на примере Войкаро-Сыньинского массива. Последующие и остаточные порции расплава внедрялись на более высоком гипсометрическом уровне (по мере продвижения вверх всего диапира) уже в сформированные габбро, причем продолжительность перерывов между кристаллизацией и новыми поступлениями была, очевидно, самой разной, судя по разнообразию контактов, — от постепенных переходов до закалочных зон между сериями.

Таким образом, происходило наращивание разреза габброидов: каждая последующая крупная порция расплава формировала геологическое тело, субсогласное (в общем случае) с границами предыдущих тел и взаимодействовала главным образом только с породами, непосредственно сформированными ранее.

Образование грубой "стратификации" тел происходило на разных глубинах: дунит-верлит-пироксеновых — на минимальных, роговообманковых габбро, феррогаббро — на максимальных, перед или одновременно с диабазами. Названия "нижнее" и "верхнее" габбро здесь будут иметь другой смысл, чем тот, который вкладывается в характеристику пород, кристаллизующихся в камере с горизонтальным дном при кумуляции кристаллов. Эта схема кристаллизации габброидных серий в восходящем потоке магмы в узких камерах-каналах с полибарическим фракционированием представляет собой альтернативу схеме кристаллизации магмы в обширной камере под срединно-океаническим хребтом [4, 29; и др.], которая полностью основана на петрологической гипотезе кристаллизационной дифференциации [14]. Существующая и весьма распространенная схема кристаллизации габброидов офиолитовой ассоциации в единой камере с протяженным горизонтальным дном под срединно-океаническим хребтом противоречит в первую очередь геологическим фактам: 1) в этой схеме не предусмотрена активная реакция деплетируемого лерцолита на отделение базальта — согласно схеме, граница поверхности (области) лерцолита (гарцбургита) всегда пассивна, и на ней происходит накопление кристаллического осадка; область деплетирувания, таким образом, всегда выпадает из разреза; 2) нет места перидотитовым ксенолитам-отторженцам, с которыми активно реагирует (зональные метасоматические оторочки) обтекающая их габброидная магма; 3) схема предполагает гораздо большую выдержанность тел по мощности и по простиранию, нежели реально



Р и с. 8. Кинетический профиль деплетирования перцолитов (план и разрез)

$LC_0$  – перцолит шпинельный высокоглиноземистый;  $LC^P$  – перцолит шпинель-плагноклазовый;  $LC_1$  – перцолит бесплагноклазовый (хромшпинельный) низкоглиноземистый;  $HB$  – гарцбургит;  $D$  – дунит;  $PX$  – дунит-верлит-пироксеновая серия;  $G$  – габбро; стрелки – направление движения базальтоидного мобилизата

существующие; и ряд противоречий возникает при объяснении того, что последовательные внедрения происходят, как правило, в серии, непосредственно предшествующие во времени, и образуют тела, конформные границе перидотит – габбро, тогда как при интрузии магмы в камеру с протяженным горизонтальным дном следует ожидать преимущественного пересечения "нижних", глубинных, серий.

Согласно предложенной схеме, существующие пространственно-временные закономерности в строении габброидных разрезов объясняются более естественным образом – каждое новое внедрение наращивает разрез вдоль главной границы перидотит – габбро на менее глубинном уровне и в то же время активно интрузирует уже сформированные породы. Этой схеме не противоречат также представления: 1) о длительной пространственно-временной связи между остаточными мантийными перидотитами и кристаллизующимся расплавом для конкретной области генерации базальтовых магм; 2) о пространственном совмещении с мантийными перидотитами разновозрастных и разноглубинных выплывков, осуществлявшемся со сколько угодно длительными перерывами.

Таким образом, становится возможным объяснить кажущееся противоречие – совместное распространение в едином разрезе разновременных серий пород, с разными способами образования, но тем не менее связанных отличительными чертами строения и химизма: с истощенными гарцбургитами ассоциируют дунит-верлит-пироксенитовые и габбровые серии, прошедшие более сложную и длительную историю формирования, нежели их аналоги, ассоциирующие с менее истощенными перцолитами. В первом

случае габброиды характеризуются весьма низким содержанием щелочей и окиси титана, что объединяет их с габброидами островных склонов глубоководных желобов; во втором (в габбро-лерцолитовых комплексах) — вариации состава значительно шире, как и в породах, драгированных в зонах спрединга.

В единых разрезах габбро-ультрабазитовых комплексов офиолитов существуют две структурно-вещественные группы пород: автохтонные образования области частичного плавления, представляющие латеральный ряд: шпинелевый лерцолит → гарцбургит±плагноклазовый лерцолит → дунит±пироксенит±габброидные сегрегации; аллохтонные образования, поздние относительно пород первой группы и представляющие собой продукты фракционной кристаллизации перемещенного базальтового расплава.

Рассмотренные материалы по строению уральских габбро-ультрабазитовых массивов принципиально меняют существующие представления об их структуре и истории формирования слагающих пород. Определяющими характеристиками разреза являются: 1) нарастание степени истощения перидотитов базальтоидными компонентами в направлении от центральных частей перидотитовых тел к границе с габброидными сериями (кинетический профиль деплетирования мантийного вещества (рис. 8); 2) существование внутреннего структурного несогласия в разрезах мантийных ультрабазитов между лерцолитовыми и гарцбургитовыми (дунит-гарцбургитовыми) сериями, различно проявленного в разных типах разрезов; 3) повсеместное развитие остаточных деформаций, показывающих, что формирование существенно лерцолитовых и гарцбургитовых типов разреза, структур и состава пород происходило при массовом высокотемпературном пластическом течении вещества на глубинах, соответствующих по давлению фациям шпинелевых и плагноклазовых лерцолитов. Пластическое течение осуществлялось преимущественно путем внутрикристаллического скольжения и рекристаллизации; при формировании гарцбургитового типа разрезов оно сопровождалось образованием сколов и интенсивным отделением базальтоидного мобилизата.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Булыкин Л.Д. К минералогии и петрологии дунит-клинопироксенитовых комплексов в альпийнотипных гипербазитах Урала (на примере Нуралинского массива). Свердловск, 1977, с. 58–61. (Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР; Вып. 125).
2. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 182 с.
3. Книппер А.Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969, с. 116–132.
4. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 236 с.
5. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5–23.
6. Пейве А.В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 3.
7. Перчук Л.Л., Аранович Л.Я., Косякова Н.А. Термодинамические модели зарождения и эволюция базальтовых магм. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1982, № 4, с. 3–25.
8. Пицус Г.В. О взаимоотношениях габброидов и гипербазитов в офиолитовых сериях. — Геология и геофизика, 1974, № 5, с. 139–143.

9. Путеводитель экскурсии "Офиолиты Полярного Урала". Четвертая полевая офиолитовая конференция. М.: МПГК, 1978. 165 с.
10. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). – Геотектоника, 1977, № 6, с. 46–60.
11. Савельева Г.Н. Структура и петрология Войкаро-Сыньинского массива. – В кн.: Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983.
12. Савельева Г.Н., Денисова Е.А. Структура и петрология ультраосновного массива Нурали на Южном Урале. – Геотектоника, 1983, с. № 1, с. 42–57.
13. Савельева Г.Н., Шербаков С.А., Денисова Е.А. Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах. – Геотектоника, 1980, № 3, с. 16–26.
14. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 546 с.
15. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Пушкарев Е.В., Чашухина В.А. Габбро и гранитоиды, ассоциированные с гипербазитами Кемпирсайского и Хабаровинского массивов на Южном Урале. Свердловск, 1982. 73 с. Препр.
16. Boudier F., Nicolas A. Fusion partielle gabbroïque dans la lherzolite de Lanzo (Alpes piemontaises). – Bull. Suisse miner. et petr., 1972, vol. 52, N 1, p. 39–56.
17. Carter N.L., Raleigh C.B. Principal stress direction from in crystals. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1969, vol. 88, p. 1231–1264.
18. Den Tex G. Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history: A contribution to the paper "The origin of the ultramafic rocks" by Wyllie. – Tectonophysics, 1969, vol. 7, p. 457–488.
19. Dewey J.F. Continental margin and ophiolite obduction: Appalachian Caledonian system. – In: Geology of continental margins. N.Y.: Springer, 1974, p. 933–950.
20. Dick H.J., Sinton J.M. Compositional layering in alpine peridotites: Evidence for pressure solution creep in mantle. – J. Geol., 1979, vol. 87, N 4, p. 403–416.
21. Dupuy C., Dostal J., Leblanc M. Distribution of copper and gold in ophiolites from New Caledonia. – Canad. Miner., 1981, vol. 19, N 2, p. 225–232.
22. Girardeau J., Nicolas A. The structures of two ophiolite massifs, Bay-of-Islands, Newfoundland: A model for the oceanic crust and upper mantle. – Tectonophysics, 1981, vol. 77, p. 1–34.
23. Jenkins D.M. Experimental phase relations of hydrous peridotites modelled in the system  $H_2O-CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ . – Contribs Miner. and Petrol., 1981, vol. 77, p. 166–176.
24. Kolstaedt D.L., Goetze C., Durham W.B. Experimental deformation of single crystal olivine with application to flow in the mantle. – In: Physics and chemistry of minerals and rocks. L. etc., 1976, p. 35–49.
25. Menzies M., Allen C.R. Plagioclase-lherzolite-residual mantle relationships within two Eastern Mediterranean ophiolites. – Contribs Miner. and Petrol., 1974, vol. 45, p. 197–213.
26. Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M. Mechanism of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. – Amer. J. Sci., 1973, vol. 273, N 10, p. 853–856.
27. Nicolas A., Boudier F., Bouchez J. Interpretation of peridotite structures from ophiolitic and oceanic environments. – Amer. J. Sci., 1980, vol. 279A, p. 192–210.
28. O'Neill H. The transition between spinel and garnet lherzolite and its use as a geobarometer. – Contribs Miner. and Petrol., 1981, vol. 77, N 2, p. 185–194.
29. Pallister J.S., Hopson C.A. Samail ophiolite plutonic suite Field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber. – J. Geophys. Res. B, 1981, vol. 86, N 4, p. 2593–2644.
30. Raleigh C.B. Mechanisms of plastic deformation of olivine. – J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 14, p. 5391–5406.

## СТРУКТУРА И ДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КОНТИНЕНТОВ

В настоящее время накоплен большой объем геофизической информации о строении земной коры и верхней мантии континентов. Установлена существенная их горизонтальная неоднородность по многим физическим параметрам. Распределение этой неоднородности с глубиной и по горизонтали подчиняется определенным законам. Это позволяет использовать эти данные для решения широкого круга геологических задач. В настоящей работе рассмотрены только те из них, которые позволяют судить о характере возможных движений на больших глубинах, т.е. о динамике земной коры и верхней мантии. Для этого сделана попытка охарактеризовать верхние оболочки Земли по изменчивости их реологических и механических свойств, точнее, по степени их подвижности.

### ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ, ОТРАЖАЮЩИЕ РЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГЛУБИННОГО ВЕЩЕСТВА

Степень подвижности глубоких слоев Земли зависит от физического состояния слагающего их вещества: находилось ли оно в условиях повышенных температур, особенно близких к плавлению, какова степень его разрушенности, трещиноватости или обводненности. Трудность изучения этих особенностей среды заключается в том, что прямым образом они не измеряются. Лишь сопоставление ряда косвенных геофизических характеристик позволяет сделать предположение о возможном частичном расплаве вещества или о повышенной его трещиноватости на той или иной глубине. В качестве таких характеристик обычно используют затухание сейсмических волн, соотношение скоростей продольных и поперечных волн, электропроводность.

1. Затухание сейсмической энергии или обратная ей величина — добротность изменяются при увеличении жесткости или уменьшении пластичности вещества. Они могут быть индикатором ослабленных слоев и зон частичного плавления. Добротность уменьшается и при увеличении трещиноватости пород, например, в зонах разломов.

2. Изменение свойств вещества с влиянием температур можно отметить по изменчивости соотношения скоростей продольных ( $V_P$ ) и поперечных ( $V_S$ ) волн. Последние быстрее реагируют на увеличение температур и на появление в среде жидкой фазы. Однако величина  $V_P/V_S$  варьирует также и при изменении состава вещества или его структуры, т.е. однозначная интерпретация этого параметра также затруднена.

3. Неоднозначна и интерпретация другого геофизического параметра — электропроводности. Высокая проводимость может быть приурочена к слоям, находящимся в состоянии частичного расплава, к трещиноватым и поэтому обводненным слоям или к некоторым породам с высоким содержанием железа, графита и т.д. Чтобы различить между собой эти случаи, необходимо использование данных других геофизических методов — теплового потока, магнитометрии и т.д.

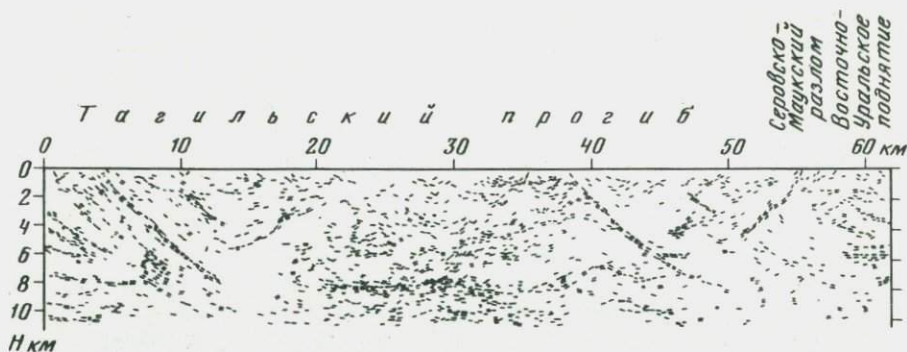
В связи с этим при оценке реологических свойств среды очень важным параметром нам представляется степень ее гетерогенности. Действительно, различная дифференциация вещества по физическим свойствам свидетельствует о малой его пластичности, иначе бы эти неоднородности исчезли со временем. Гетерогенность среды определяется числом и контрастностью неоднородных включений на единицу объема вещества. По сейсмическим данным она может быть определена степенью изменчивости пластовых и граничных скоростей, числом отражающих элементов на единицу объема, коэффициентом "мутности" [21]. В магнитном и гравитационном полях гетерогенность среды выражается степенью их "изрезанности". В последнее время появились методы, оценивающие не только детерминированную составляющую неоднородности среды, но и ее случайную компоненту. Так, коэффициент "мутности", измеряемый по флуктуациям амплитуд и времен прихода сейсмических волн, характеризует статистическую величину мелкой неоднородности среды.

Степень гетерогенности вещества отражает не только его современную структуру, но и историю формирования. Существовавшие в прошлом зоны проплавления, или ослабленные слои, могут и в настоящее время отличаться повышенной "прозрачностью", или пониженной "мутностью". Правда, последующие напряжения приводят к увеличению трещиноватости этих зон и, как следствие, снова к увеличению их гетерогенности.

Наличие в среде разрывов сплошности (разломов, тектонических нарушений, очагов землетрясений) характеризует ее как достаточно жесткую. Релаксация напряжений в пластичных средах происходит не за счет разрывов, а за счет течения вещества, или его неупругой деформации. Наиболее надежной характеристикой современной пластичности глубоких слоев являются распределение в них очагов землетрясений. Установлено, что это распределение неравномерно, чаще всего землетрясения приурочены к верхней части коры, но имеются зоны глубокофокусных землетрясений, проникающих в мантию на глубину до 700 км.

О разрывах и реальных перемещениях слоев в прошлом можно судить и по тектоническим разломам, глубина проникания которых характеризует мощность жесткого слоя Земли. Однако изучение глубинных разломов геофизическими методами связано с рядом методических трудностей. Трудно получить надежные доказательства о действительном разрыве и смещении в пространстве сейсмических границ в низах коры и тем более в мантии. Но в последние годы получены убедительные доказательства, что сами разломы, т.е. плоскости движений (смещения), являются хорошими сейсмическими границами. Это было показано для Украинского [30] и Балтийского щитов [17], для Урала [24] и в результате работ методом ОГТ в Северной Америке [43] и около Британских островов [34].

На рис. 1 приведен разрез земной коры Урала, полученный МОВ [24]. Крутонаклонные границы на этом разрезе приурочены обычно к плоскостям разломов. Как показали данные бурения, хорошие отражающие свойства зон подвижек отдельных блоков объясняются достаточной гладкостью ограничивающих их поверхностей и наличием между ними прослоя с аномально низкими скоростями, создающими интенсивные отраженные волны.



Р и с . 1. Сейсмический разрез земной горы Урала под данным отраженных волн [24]. Наклонные границы в верхней части разреза соответствуют в основном глубинным разломам

Связь отражающих границ с плоскостями подвижек следует признать важным открытием последних лет. Оно создает большие перспективы в изучении динамики глубоких слоев Земли. Не исключено, что и пологие границы в коре и мантии, выявленные во многих регионах и отличающиеся удивительной для кристаллических образований гладкостью и высокими коэффициентами отражения, являются следами древних субгоризонтальных подвижек этих слоев. Не удивительно, что эти границы почти горизонтальны. Действительно, распределение с глубиной давления и температур создает на некоторых уровнях условия частичного плавления, или ослабления, вещества. Отсюда разрядка глубинных напряжений может происходить путем подвижек относительно жестких слоев именно по этим ослабленным зонам. Возможно и течение вещества вдоль таких зон.

В этой связи представляется особенно важным при изучении динамики земной коры и мантии выявление ослабленных зон, определение их физических характеристик и причин возникновения. Для этого могут быть использованы данные о расслоенности среды, о наличии в ней четких сейсмических границ изменчивости перечисленных выше физических параметров. Как видно из таблицы, эти параметры дают возможность не только выделить ослабленные зоны, но и определить в некоторых случаях их природу: связаны ли они с повышенными температурами или с областью-

#### Геофизические характеристики ослабленных зон разной природы

Природа ослабленных зон	Добротность	Электропроводность	Степень гетерогенности	Тепловой поток	Очаги землетрясений	Разломы
Зоны повышенных температур	Низкая	Высокая	Низкая	Высокий	Нет	Нет
Трещиноватые разрушенные породы	„	„	Высокая	Низкий	Есть	Есть

ми высокой разрушенности пород. Различить эти два случая трудно, если использовать только отдельные физические характеристики среды или коррелируемые между собой параметры. Например, соотношение скоростей продольных и поперечных волн, величина добротности и электрической проводимости одинаково изменяются и при увеличении температур, и при повышении трещиноватости пород. Разными для этих двух случаев является степень гетерогенности, наличие или отсутствие в них землетрясений и разломов. Это означает, что изучение ослабленных подвижных зон на больших глубинах возможно лишь с помощью комплекса геофизических методов с учетом разнообразного экспериментального материала.

Рассмотрим, что дает анализ этого материала для земной коры.

### РЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЗЕМНОЙ КОРЫ

В середине 70-х годов вместо общепринятой двухслойной модели жесткой консолидированной земной коры с "гранитными" и "базальтовыми" слоями автором была предложена трехслойная модель с верхним, промежуточным и нижним структурными этажами, особая роль в которой в динамическом плане отводится промежуточному слою [22, 45].

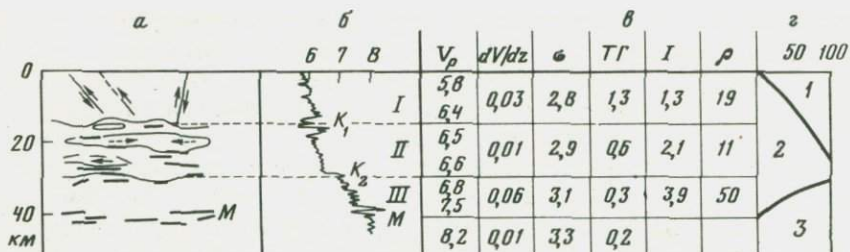
Эта модель основывалась на обобщении разнообразного сейсмического материала по европейской части СССР. Слои были выделены по закономерной изменчивости с глубиной скоростей сейсмических волн и вертикальных градиентов скорости (рис. 2). Наибольшие различия в скоростях наблюдаются между промежуточными и нижними слоями, которые часто разделены четкой сейсмической границей со скачком скорости от 6,4–6,6 до 6,8–7,2 км/с. (Эта граница в данной модели названа  $K_2$ .)

Основные различия между верхним и промежуточным слоями по обобщенной скоростной колонке заключаются лишь в разнице вертикального градиента скорости. Иногда эти этажи разделены отражающей границей  $K_1$ , но чаще всего их деление проводится условно по скоростным уровням 6,4–6,5 км/с.

Последующие работы в различных регионах земного шара показали, что представленная на рис. 2 скоростная модель является типичной для внутренних частей континентов. Граница  $K_2$  выделена на больших площадях Сибири [25], Средний Азии [12]. Во многих регионах кровля промежуточного слоя — граница  $K_1$  прослежена по обменным волнам как опорная граница (она называется границей А при описании материалов МОВЗ [4]).

По данным других методов выделенные слои также различаются по физическим параметрам: по плотности, теплогенерации, магнитной восприимчивости [7, 15, 27]. Совокупность этих характеристик позволила предложить соответствующую петрологическую модель земной коры (см. рис. 2).

По этой модели промежуточный этаж коры представлен примерно теми же породами, что и верхний, увеличивается только их основность или степень метаморфизма. Однако ряд особенностей этого внутреннего этажа заставляет рассматривать его как самостоятельную структурную единицу. Так, анализ изменчивости описанных в первом разделе физических характеристик дает основание предположить, что промежуточный



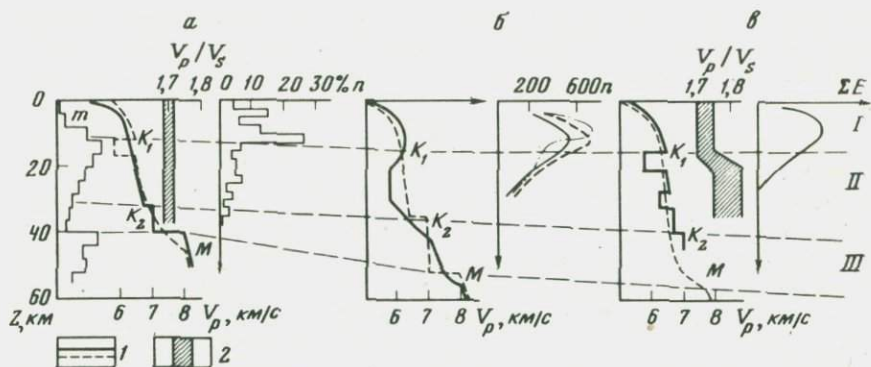
Р и с . 2. Обобщенная модель континентальной земной коры со средними значениями физических параметров в основных слоях

*a* — схематический разрез (стрелки — направления возможных движений); *b* — характер изменения сейсмической скорости с глубиной; *в* — осредненные физические параметры;  $\gamma$  — содержание пород (%): 1 — кислых, 2 — основных или метаморфических в амфиболитовой фации, 3 — ультраосновных или метаморфических в гранулитовой фации. I—III — основные слои консолидированной коры.  $V_p$  — скорость продольных волн (км/с),  $dV/dz$  — вертикальный градиент скорости ( $c^{-1}$ ): [22];  $\delta$  — плотность ( $г/см^3$ );  $T\Gamma$  — теплогенерация ( $мВ/м^3$ ) [6, 7, 23];  $I$  — магнитная восприимчивость (А/м) [15];  $\rho$  — электропроводность ( $кОм\cdot м$ ) [28]. Объяснение границ в тексте

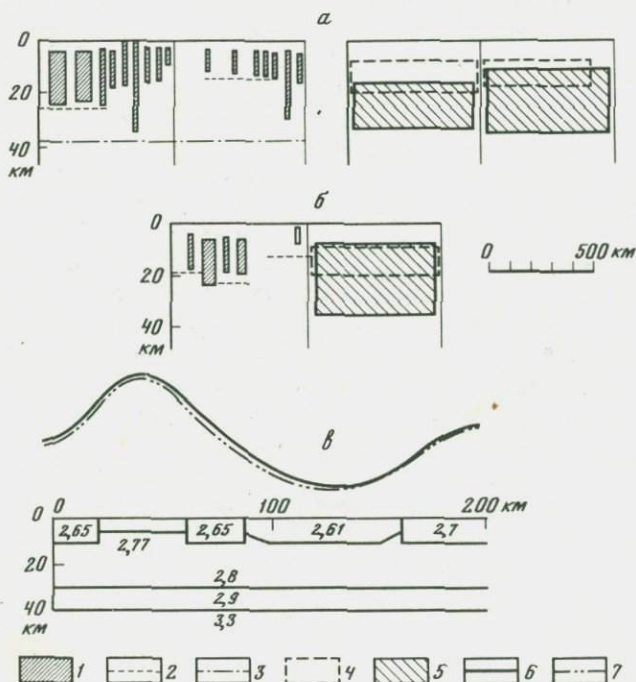
этаж является реологически ослабленной зоной земной коры, внутри которой возможны субгоризонтальные перемещения вещества. Основанием для такого заключения послужило следующее.

По сейсмическим данным (рис. 3) в интервале глубин от 10—15 до 25—30 км часто наблюдается увеличение числа субгоризонтальных границ, появление в разрезе слоев с пониженными скоростями, уменьшение отношения  $V_p/V_s$ . Изучение коэффициента мутности в земной коре разных регионов (Казахстана, Белоруссии) показало, что средняя часть коры отличается большей "прозрачностью" по сравнению с верхней [19]. Смену характера расслоенности коры можно видеть также на примере разреза, приведенного на рис. 1. На глубинах около 8—10 км здесь прекращается прослеживание зон разломов и круто наклоненных слоев, и среда становится преимущественно горизонтально-слоистой. На этих же глубинах работы ГСЗ на Урале, Русской плите, на Кавказе и в Средней Азии (см. рис. 3) выделено большое число слоев с пониженными скоростями [2, 12, 25], отмечено уменьшение соотношения  $V_p/V_s$  [26].

О разной степени гетерогенности верхнего и промежуточного этажей можно судить и по данным магнитного и гравитационного полей. Расчеты глубин нижних кромок плотностных и магнитных неоднородностей, известных по приповерхностной геологии и по наблюдаемым локальным аномалиям, дают преобладающие величины в 10—15 км [3, 5, 47]. На рис. 4 приведены некоторые результаты таких расчетов для территории СССР. На рисунке видно, что на Украинском щите неоднородные блоки земной коры распространяются до глубин 10—15 км, далее кора практически однородна по горизонтали. Нижние кромки магнитных масс для Восточно-Европейской платформы и Урала также приурочены к этим же глубинам. Здесь же располагается и область смены общего характера намагниченности слоев земной коры. (Последнее, кстати, показывает, что условная с точки зрения сейсмических данных граница  $K_1$  в магнитной модели земной коры древних платформ имеет вполне определенный смысл [15]).



Р и с . 3. Графики изменения с глубиной скоростей продольных волн  $V_p$  (1), соотношения  $V_p/V_s$  (2),  $n$  — числа (или энергии  $\Sigma E$ ) землетрясений и  $m$  — числа субгоризонтальных границ для Восточно-Европейской платформы (а), Кавказа (б, кривые для разных блоков коры) и Средней Азии (в) [2, 15, 18, 22, 25, 26]. Остальные обозначения см. на рис. 2



Р и с . 4. Особенности распределения магнитных (а,б) и плотностных (в) неоднородностей в коре Восточно-Европейской платформы (а), Урала (б), Украинского щита (в)

1 — магнитные массы, по работе [5]; 2 — граница в коре; 3 — граница М; 4,5 — магнитные аномалии разной природы, по работе [47]; 6 — экспериментальная кривая силы тяжести; 7 — то же, расчетная [23]

О разных свойствах пород верхнего и промежуточного этажей земной коры свидетельствуют и данные о распределении с глубиной очагов землетрясений. И в активных, и в стабильных регионах они чаще всего приурочены к верхней 10–15-километровой толще коры [2, 16, 18] (см. рис. 3), которую на этом основании можно назвать более жесткой, чем среднюю и нижнюю части.

Таким образом, приведенные выше данные свидетельствуют о том, что промежуточный этаж земной коры обладает повышенной пластичностью. Это приводит к стиранию граней неоднородностей, к механическому перемешиванию вещества, его течению и как результат к уменьшению степени его гетерогенности и к появлению субгоризонтальной расслоенности.

Причину появления в земной коре зоны с реологически ослабленным материалом можно объяснить по-разному. В тектонически активных регионах на глубине 10–15 км существуют обычно такие температурные условия, которые могут полностью объяснить увеличение пластичности вещества [7]. В стабильных районах следует искать другую причину. Одна из таких причин, на наш взгляд, наиболее правдоподобная, объясняющая всю совокупность данных о промежуточном этаже земной коры, обоснована в работе В.Н. Николаевского [20]. В ней показано, что наблюдаемое распределение напряжений в верхних слоях коры должно приводить к появлению разломов, которые у дневной поверхности субвертикальны, а затем выполаживаются с глубиной. Это фактически и наблюдается. Затем, если считать, что земная кора в верхней части сложена в основном породами гранитного ряда, и если принять нормальное для платформенных областей распределение глубинных температур, то на глубинах 10–15 км породы должны стать более хрупкими. Это означает, что протяженные сколы заменяются системой мелких трещин разной ориентировки, и возникает механически ослабленный материал. При увеличении глубин и температуры эти трещины снова закроются и порода восстановит свои первоначальные механические свойства. Трещиноватые породы создают условия для усиления гидрохимических процессов преобразования вещества [11], что, в свою очередь, может привести к усилению и консервации возникшей его субгоризонтальной расслоенности.

Такое объяснение находит подтверждение и в данных электромагнитных исследований, согласно которым на древних щитах и в платформенных регионах на глубинах 10–20 км обнаружены высокопроводящие слои [28, 32, 35]. Определенным доказательством данной точки зрения являются и результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины. На глубине 10 км вместо предполагавшегося "базальтового" слоя скважина вскрыла ослабленные породы со следами метасоматоза и с большим содержанием растворов.

Приведенные данные о механических свойствах земной коры касаются ее гранито-гнейсового слоя. Другие по составу породы, например основные и ультраосновные породы нижнего слоя коры, будут вести себя по-другому. Возникновение в них повышенной трещиноватости и последующее закрытие трещин можно ожидать на других уровнях глубин и температур, но качественно это будет та же картина неоднородности среды по физическим параметрам.

Таким образом, совокупность разнообразной геофизической информации о внутренней структуре земной коры свидетельствует о неоднородности ее реологических свойств. Жестким слоем является лишь верхняя толща мощностью 10–15 км, ниже которой располагается реологически ослабленный материал. Это означает, что при тектонических процессах верхний слой будет коробиться, разламываться на блоки, и эти блоки будут перемещаться или вращаться как отдельные жесткие тела. Глубже в средней части коры преобладающими движениями должны быть течение вещества, выжимание его из ослабленных зон или, напротив, внедрение, "всасывание" его в такие зоны. Вполне возможно проскальзывание жестких слоев по относительно пластичным.

Ослабленный промежуточный этаж земной коры играет, по-видимому, роль внутрикоровой "астеносферы" и создает изостатическую уравновешенность ее неоднородных блоков. Такая уравновешенность хорошо известна для всей земной коры, и объяснить ее, если рассматривать кору как единое жесткое тело, было бы трудно.

Повышенная пластичность промежуточного этажа означает также, что наблюдаемые на дневной поверхности покровные структуры охватывают только верхний десяток километров. В так называемых зонах коллизии следует ожидать не напользание нижних слоев коры на верхние, а перемешивание вещества и его перетекание из областей повышенных в области ослабленных напряжений, например под антиклинальные поднятия верхнего жесткого слоя. Перетеканием материала легко объясняется образование предгорных прогибов и утолщение мощности промежуточного этажа под горами.

Наличие ослабленных слоев в коре облегчает внедрение в нее мантийного вещества, растекание его по этим слоям и, как результат, замещение чисто корового материала коро-мантийной смесью. Таким образом, например, следует объяснять наличие в коре Куринской впадины на Кавказе высокоскоростных прослоев ( $> 7$  км/с) [22, 25]. Так же, очевидно, образуются диапироподобные внедрения мантийного вещества в среднюю часть коры в рифтовых зонах и под впадинами внутренних морей.

Описанные свойства земной коры, в которой существуют тонкие ослабленные зоны, могут объяснить относительные горизонтальные перемещения отдельных ее этажей, т.е. тектоническую расслоенность коры.

### РАССЛОЕННОСТЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

В последние годы получено много новых данных о детальной структуре верхней мантии. Это связано с увеличением глубинности исследований методом ГСЗ, которому доступна теперь вся верхняя мантия до зоны фазовых переходов, т.е. до глубины 400–700 км [8–10], и с увеличением детальности сейсмологических наблюдений, использующих площадные установки [37].

Основным результатом этих исследований является доказательство существенной горизонтальной и вертикальной неоднородности верхней мантии. Первая проявляется в изменчивости скоростей по площади, в блоковой структуре верхов мантии, вторая — в тонкой ее расслоенности.

Говоря о горизонтальной неоднородности верхней мантии, нельзя не

подчеркнуть тесную ее связь с современной тектонической активностью регионов. Установлено, что области пониженных сейсмических скоростей связаны с областями молодой складчатости и высокого теплового потока, повышенные сейсмические скорости приурочены к древним платформам [8, 14, 38]. Отмечается и более дробная блокировка верхов мантии, когда под границей Мохоровичича (М) примерно в одинаковых температурных условиях встречаются участки с аномально высокими (до 8,4–8,6 км/с) и аномально низкими (7,6–7,8 км/с) скоростями [25, 31, 38].

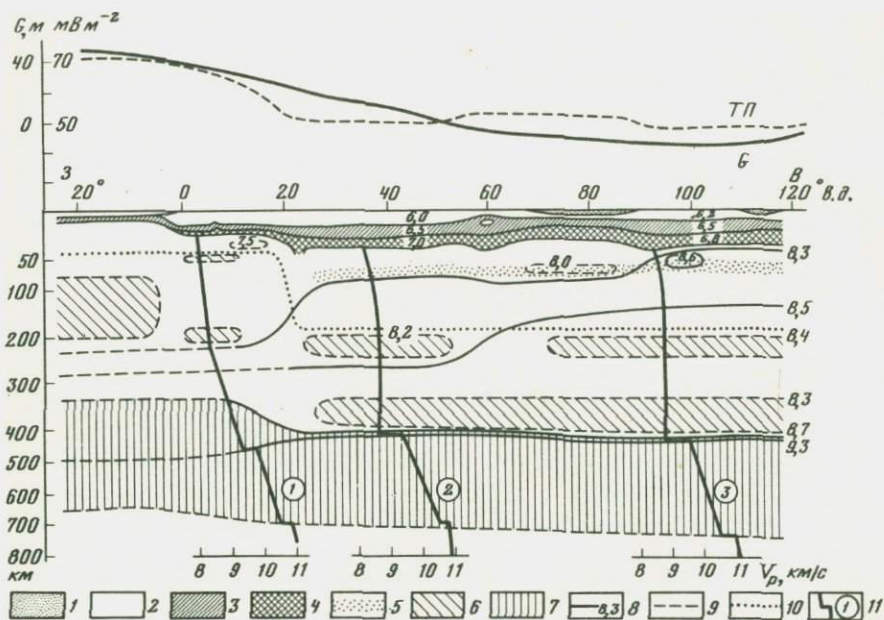
Неоднородность верхней мантии по глубине проявляется в субгоризонтальной ее расслоенности: нередко прослеживаются довольно протяженные сейсмические границы, выделяются относительно тонкие (20–30 км) слои с повышенными и пониженными скоростями. Впервые наиболее надежно по интенсивным отраженным волнам эти слои были обнаружены на территории Западной Европы [40]. Поскольку эта территория отличается повышенным тепловым потоком, естественно было связывать эти инверсионные пакки с мелким залеганием астеносферы. Однако подобная же структура была установлена затем и в районах древних платформ: на Балтийском щите [42], на Сибирской платформе и в Казахской складчатой области [25]. Здесь слои с пониженными скоростями выявлены гораздо выше области возможного частичного плавления вещества.

Наиболее показательными в этом плане являются работы А.В. Егорки-на и др. [8–10], основанные на регистрации волн, отраженных от мантийных границ. Последние прослежены непрерывно вдоль профилей ГСЗ на сотни километров, доказывая тем самым значительную протяженность относительно тонких слоев с пониженными скоростями. Эти слои различаются и по величинам добротности. Как правило, наблюдается прямая корреляция: пониженная добротность, т.е. повышенная пластичность или повышенная разрешенность пород, сочетается с пониженными сейсмическими скоростями.

Сложная расслоенность верхней мантии затрудняет ее деление на общепринятые три слоя: подкоровую литосферу, астеносферу и подастеносферный слой. Обычно из всех установленных по сейсмическим данным слоев с пониженными скоростями ни одному нельзя отдать предпочтение в смысле увеличенной мощности или величины интенсивности инверсии и назвать именно его астеносферой. Трудно увязать эти слои и между собой и тем самым выделить протяженную "сферу" с относительно пониженными скоростями.

В качестве примера, иллюстрирующего эти особенности, рассмотрим разрез земной коры и верхней мантии по линии Северная Атлантика–Сибирская платформа, составленный по наиболее детальным данным ГСЗ и сейсмологии (рис. 5). В основу восточной части разреза приняты результаты работ по длинным сейсмическим профилям [8–10], а западной – сейсмологические материалы [36, 37, 41]. Построение разреза проводилось не просто путем компиляции соответствующих скоростных колонок, а на основе совместного анализа первичных материалов – годографов мантийных волн и монтажей сейсмограмм.

Разрез весьма представительен в отношении разнообразия пересекаемых геологических структур и аномалий геофизических полей. Изменчиво и строение земной коры. Между всеми этими элементами намечается опре-



Р и с . 5. Обобщенный сейсмический разрез земной коры и верхней мантии Северной Евразии и Северной Атлантики

1-4 - слои земной коры: 1 - осадочный, 2 - верхний слой консолидированной коры (скорости 5,8-6,4 км/с), 3 - промежуточный (6,4-6,8 км/с), 4 - нижний (6,8-7,5 км/с); 5 - ослабленные зоны верхней мантии; 6 - астеносферные слои; 7 - зона фазовых переходов между верхней и нижней мантией; 8,9 - изолинии скоростей (км/с): 8 - уверенные, 9 - менее уверенные; 10 - подошва литосферы по данным поверхностных волн и расчетным температурам; 11 - осредненные кривые изменения скорости сейсмических волн с глубиной (шкала скоростей дана под каждой кривой): 1 - для Западной Европы, 2 - для Восточно-Европейской платформы, 3 - для Сибирской платформы. Кривые аномалий: G - геоида, ТП - теплового потока

деленная корреляционная связь. Древние платформы (Восточно-Европейская и Сибирская) с толстой высокоскоростной корой и низким тепловым потоком характеризуются повышенными скоростями в верхах мантии. Молодые плиты (Западно-Сибирская, герциниды Западной Европы) с утоненной корой и повышенным потоком подстилаются низкоскоростной мантией. Эта главная закономерность, подтвержденная и для других регионов [14, 41, 44], свидетельствует о том, что определяющим фактором мантийной неоднородности по сейсмическим скоростям является изменчивость глубинных температур.

Наиболее крупная зона повышенного теплового потока наблюдается в Северной Атлантике и Западной Европе (см. рис. 5). На Европейском континенте ей соответствует аномально тонкая земная кора, лишенная нижнего высокоскоростного слоя, и низкоскоростные верхи мантии. Примечательно, что на больших глубинах (300-400 км) сейсмические скорости этого региона, напротив, относительно высокие. Резко изменяется здесь и структура границы между верхней мантией и переходным слоем. Если под основной частью Евразии это - четкая граница со скачком

скорости от 8,7 до 9,3 км/с, то под Западной Европой она превращается в толстый градиентный слой, скорость в котором нарастает плавно. По всей видимости, поднятие скоростного уровня 8,7 км/с под Северной Атлантикой является причиной положительной аномалии геоида в этом регионе (см. рис. 5). Несомненна и причинная связь между разуплотненной верхней мантией этого региона и подъемом поверхности фазовых переходов. В работе [33] делается предположение, что такая структура возникла в результате подъема разогретого мантийного вещества к подошве земной коры и замещения его на больших глубинах холодным веществом. Это привело к общему уменьшению температур в низах верхней мантии и в результате к смещению границы фазовых переходов вверх. Существуют и другие объяснения наблюдаемым мантийным неоднородностям [39].

Из отмеченного соотношения скоростей верхней и нижней частей верхней мантии и мощностей земной коры снова можно сделать вывод о внутренней изостазии этих оболочек Земли. Уравновешенность устанавливается на разных уровнях в зависимости от размеров соответствующих неоднородностей. Неровности рельефа границы М, связанные с отдельными тектоническими элементами, компенсируются различием в скоростях самых верхов мантии. Глубина этих неоднородностей обычно составляет 80–100 км. Более крупные структуры, сопоставимые по размерам с континентами и океанами, уравновешены неоднородностями на глубинах 200–400 км. Обращает на себя внимание стабильность параметров кровли переходного слоя (глубина ее повсюду составляет  $400 \pm 25$  км, средняя скорость до нее 8,5–8,6 км/с). Это тоже свидетельствует об общей уравновешенности верхней мантии.

Другая характерная особенность обсуждаемого разреза – наличие большего числа слоев с пониженной скоростью (фактически их даже больше, чем показано на рис. 5). Они распределены довольно равномерно по глубине, и трудно сказать, какие из них следует связывать с астеносферой. По данным поверхностных волн подошва литосферы определена под Западной Европой на глубине 60–80 км [44]. Примерно такие же величины получены для этого региона и путем расчета глубинных температур и областей возможного солидуса [6, 38]. Под древними платформами по таким же оценкам глубина до зоны плавления составляет не менее 200 км [27]. К этим же интервалам глубин приурочен здесь и слой с повышенной электрической проводимостью [1, 28]. Суммируя эти данные, мы попытались показать подошву литосферы (см. рис. 5). По сейсмическому разрезу это сделать было бы невозможно.

В связи с этим следует сказать, что в настоящее время существует явное несоответствие между произвольностью употребления терминов "литосфера" и "астеносфера" и неоднозначностью этих понятий. В геологической литературе можно встретить, что к астеносфере относятся любые слои с пониженной скоростью или повышенной электропроводностью, уровни изостатической компенсации, зоны отсутствия землетрясений и даже локальные магматические очаги. В результате создается впечатление, что глубина до подошвы литосферы изменяется от 10 км (ослабленный слой в земной коре) до 200–250 км (область солидуса под древними платформами).

Нам представляется, что определенность в этом вопросе может быть достигнута, если к астеносфере или, точнее, к астеносферным слоям относить только области мантии, в которых возможно частичное плавление вещества. Тогда они будут отвечать понятию слоев с существенно пониженной вязкостью, в которых возможны конвекция и перемещение крупных объемов материала.

Условия, благоприятные для плавления вещества, могут создаваться на разных глубинах при определенных сочетаниях давлений и температур, и поэтому в верхней мантии могут существовать несколько астеносферных слоев. Подошвой литосферы в этом случае целесообразно считать кровлю первого такого слоя.

При таком определении главным геофизическим методом для выделения литосферы становится геотермика. Так, уровень глубин с температурой порядка  $1200^{\circ}\text{C}$  можно рассматривать как возможную ее подошву [6, 28]. Но, учитывая низкую точность расчета глубинных температур, положение астеносферы необходимо, очевидно, уточнять сейсмическим или электромагнитным методом по наличию волноводов и слоев высокой электропроводности.

Слои с пониженными скоростями и повышенной электропроводностью, расположенные выше уровня возможного солидуса, т.е. выше астеносферы, могут иметь различную природу. Некоторые из них являются, видимо, следами бывших астеносферных слоев и до сих пор остаются ослабленными зонами. Другие создались как ослабленные зоны в результате современных  $P$ - $T$ -условий.

Одну из таких зон в районах древних платформ можно выделить в настоящее время на глубинах 80–100 км. Основанием для этого являются те же признаки, которые были описаны выше для промежуточного слоя земной коры: уменьшение степени гетерогенности, повышение горизонтальной расслоенности, уменьшение коэффициента мутности, наличие слоев с пониженной скоростью. Так, на детальных профилях ГСЗ в Сибири показано [8, 46], что четко выраженная блоковость верхов мантии, проявляющаяся в изменении граничных скоростей вдоль границы  $M$  от 7,6 до 8,6 км/с, проникает только до глубины 80–100 км, далее мантийный материал более однороден по горизонтали. В мантии Северо-Американской платформы на тех же глубинах выявлена зона пониженной мутности [13]. На Русской плите и Сибирской платформе здесь же выделены слои с пониженными скоростями [8]. Нередко на этих же глубинах прослеживаются четкие отражающие горизонты (профиль Копетдаг–Аральское море). Последние, как и в случае земной коры, мы склонны рассматривать как тонкие прослой, по которым, возможно, происходило движение ослабленного вещества или проскальзывание отдельных слоев, что и придавало гладкость и хорошие отражающие свойства этим границам.

Возможное существование ослабленных зон в литосфере Северной Евразии показано на рис. 5. На этом же рисунке специальным знаком показаны и астеносферные слои, т.е. слои с возможным частичным расплавом вещества. Видно, что простая трехслойная модель верхней мантии с жесткой литосферой, пластичной астеносферной и снова жестким подастеносферным слоем слишком груба для описания экспериментального материала. Более общей является многослойная модель с

чередованием зон разной степени пластичности. Существование внутри литосферы ослабленных слоев придает ей свойства неупругого вещества и хорошо объясняет наблюдающуюся изостазию верхних слоев холодных платформенных плит. Что касается астеносферы как области частичного расплава мантийного вещества, то она не является непрерывной сферой. Это отдельные зоны, расположенные на разных глубинах и характеризующиеся, очевидно, небольшими мощностями.

Описанная модель верхней мантии предполагает несколько другой характер движений в ней, чем это обычно представляют при простой схеме взаимодействия жесткой литосферы и подвижной астеносферы. При возникновении напряжений в среде с большим числом ослабленных слоев будет происходить прежде всего движение материала по этим ослабленным участкам: подъем его с глубин по субвертикальным зонам, растекание по горизонтальным слоям, выжимание его из областей сжатия и заполнение областей разряжения напряжений. Такой же характер движений можно ожидать и в земной коре, слоистость которой по реологическим свойствам также очевидна.

Таким образом, рассмотрение разнородного геофизического материала по земной коре и верхней мантии дает основание сделать следующие выводы.

1. В земной коре и верхней мантии выделяется несколько ослабленных зон, характеризующихся повышенной пластичностью вещества. В коре эта зона приурочена к интервалу глубин 10–20 км, в верхах мантии – 80–100 км; существуют, вероятно и другие зоны.

2. Многослойность верхней мантии по реологическим свойствам затрудняет деление ее по простой схеме литосфера–астеносфера. За подошву литосферы целесообразно принимать только те слои с аномальными геофизическими свойствами, которые располагаются в условиях возможного частичного плавления вещества. Астеносфера как единая сфера не существует, это скорее всего сочетание нескольких зон и слоев частичного расплава, мобильных во времени и в пространстве.

3. Расслоенность литосферы по реологическим свойствам дает основание предполагать горизонтальное движение вещества по ослабленным зонам и возможное проскальзывание отдельных слоев друг относительно друга. Это в свою очередь может объяснить наличие в средней части коры и на больших глубинах в мантии протяженных довольно гладких сейсмических границ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А.С., Ваньян Л.Л., Бердичевский М.Н. и др. Схема астеносферных зон Советского Союза. – Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 790–793.
2. Баршнова А.Я. Некоторые особенности распределения землетрясений на глубине на геофизических полигонах Таджикистана. – Докл. АН ТаджССР, 1977, т. 20, № 1, с. 29–32.
3. Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967.
4. Булин Н.К. Новые представления о структуре коры (по сейсмическим данным). – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, № 4, с. 73–77.
5. Булина Л.В. Характерные черты распределения нижних кромок намагниченных

- тел на территории СССР. — В кн.: Магнитные аномалии земных глубин. Киев: Наук. думка, 1976, с. 137–151.
6. Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В., Кулик С.Н., Логвинов И.М. Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов. Киев: Наук. думка, 1983. 178 с.
  7. Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Якоби Н.М. Тепловой поток континентов. Киев: Наук. думка, 1982. 184 с.
  - ✓ 8. Егоркин А.В. Строение и свойства верхней мантии. — В кн.: Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980, с. 161–171.
  - ✓ 9. Егоркин А.В., Кун В.В. Поглощение продольных волн в верхней мантии Земли. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 4, с. 25–36.
  - ✓ 10. Егоркин А.В., Павленкова Н.И. Изучение структуры мантии на территории СССР по длинным сейсмическим профилям. — Геология и геофизика, 1981, № 4, с. 86–94.
  11. Еланский Л.Н. Эволюция земной коры и глубинная гидросфера. Куйбышев, 1974, с. 15–23.
  12. Зуннунов Ф.Х. Туранская плита и сопредельные геоструктуры Тянь-Шаня. — В кн.: Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980, с. 78–82.
  13. Канамори Х., Фьюз, Г., Невский М.В. Временные вариации невязок времен пробега волн *P* на станциях Южной Калифорнии по данным карьерных взрывов. — В кн.: Сборник советско-американских работ по прогнозу землетрясений. Душанбе — Москва, 1979, т. 2, кн. 1, с. 95–123.
  14. Коган С.Д. Об особенностях строения мантии Земли. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 5, с. 3–17.
  15. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.Б. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1982. 215 с.
  16. Крылов С.В. О глубинах Байкальских землетрясений и сейсмоконтролирующих факторах. — Геология и геофизика, 1980, № 5, с. 97–112.
  17. Литвиненко И.В., Анкудинов С.А., Гаврилов И.А. и др. Глубинный разрез земной коры центральной Карелии и его сейсмическая модель. — В кн.: Геофизические исследования на Балтийском щите. Л., 1981, с. 12–17. (Зап. ЛГУ; Т. 89).
  18. Мурусидзе Г.Я. Структура земной коры и верхней мантии в Грузии и сопредельных районах по сейсмологическим и сейсморазведочным данным. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 170 с.
  19. Невский М.В., Ризниченко О.Ю. Рассеяние сейсмических волн в верхней части кристаллического фундамента. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 3, с. 37–48.
  20. Николаевский В.Н. Трещиноватость и пластичность земной коры. — В кн.: Вопросы нелинейной геофизики. М.: ВНИИЯГГ, 1981, с. 15–22.
  21. Николаев А.В. Сейсмика неоднородных и мутных сред. М.: Наука, 1973.
  - ✓ 22. Павленкова Н.И. Структура литосферы и задачи сейсмических исследований. — В кн.: Изучение Земли невзрывными источниками. М.: Наука, с. 48–64.
  23. Павленкова Н.И., Бурьянов В.Б., Гордиенко В.В. Обобщенная геофизическая модель земной коры некоторых геоструктур Украины. Киев: Наук. думка, 1973, с. 16–28. (Геофиз. сб; Вып. 62).
  - ✓ 24. Рыбалка В.М. Состояние и пути развития рудной сейсморазведки на Урале. — В кн.: Сейсморазведка при поисках месторождений цветных металлов на Урале. М.: Мингео РСФСР, 1981, с. 4–9.
  - ✓ 25. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР/Отв. ред. С.М. Зверев, И.П. Косминская. М.: Наука, 1980.
  26. Халевин Н.И. Поперечные волны во взрывной сейсмологии. — В кн.: Исследование литосферы и астеносферы на длинных профилях ГСЗ. М.: Наука, 1980. 3–50 с.
  27. Чермак В. Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1982, № 1, с. 25–38.
  28. Четаев Д.Н., Осьмаков А.Н., Матвеев М.В., Чернышев А.К. Магнитотеллурические зондирования с использованием вертикальной компоненты электрического поля геомагнитных пульсаций. — В кн.: Атмосферное электричество и магнитосферные возмущения. М.: ИЗМИРАН, 1983, с. 19–27.
  29. Чигарев Н.В. Сейсмогенез и блоковое строение земной коры (на примере Средней Азии). — Докл. АН СССР, 1980, т. 225, № 2, с. 313–317.

30. Шаров В.И., Гречишников Г.А. О поведении тектонических разрывов на различных глубинных уровнях земной коры по данным метода отраженных волн. — Докл. АН СССР, 1982, т.263, № 2, с. 412–416.
31. Ansorge J., Bonjer K.-P., Emter D. Structure of the uppermost mantle from long-range seismic observation in Southern Germany and the Rhinegraben area. — Tectonophysics, 1979, vol. 56, p. 31–48.
32. Berdichevsky M.N., Vanyan L.L., Feldman I.S., Parstendorfer G. Conducting layers in the Earth's crust and upper mantle. — Gerlands Beitr. Geophys., 1972, vol. 81, N3/5, p. 187–196.
33. Bott M.H.P. The mantle transition zone as possible source of globe gravity anomalies. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, vol. 11, p. 28–34.
34. Brewer J.A., Matthews D.H., Werner M.R. et al. BIRPS deep seismic reflection studies of the British Caledonides, the Winch Profile. — Nature, 1983, vol. 305, N 5931, p. 13–15.
35. Caner B. Electrical conductivity structure in Western Canada and petrological interpretation. — J. Geomagn. and Geoelec., 1972, vol. 22, N 1/2, p. 113–129.
36. Clark R.A. Crust and uppermost mantle structure of the Iceland–Faroes region from Reyleigh wave group velocity dispersion. — Geophys. J., 1983, vol. 72, N 1, p. 255–264.
37. England P.C., Worthington M.H., King D.W. Lateral variation in the structure of the upper mantle beneath Eurasia. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1977, vol. 48, p. 71–79.
38. Explosion seismology Central Europe, data and results/Ed. P. Giese et al. B., 1976, 15 p.
39. Fuchs K., Mayer-Rosa D., Lieban F. Lateral inhomogeneities of the Earth's mantle and their petrological interpretation. z. f. Geofisik, 1971, Bd. 37, S. 937–942.
40. Hien A., Prodehl C., Steinmetz L. An experimental test of models of the lower lithosphere in Bretagne (France). — Ann. géophys., 1975, t. 31, fasc. 4, p. 517–530.
41. Hurtig E., Grässl S., Oesberg R.-P. Velocity variations in the upper mantle beneath Central Europe and the East-European platform. — Tectonophysics, 1979, vol. 56, p. 133–144.
42. Lund C.-E. Crustal structure along the Blue Road profile in northern Scandinavia. — Geol. fören. Stockholm, förhandl., 1979, bd 101, s. 191–210.
43. Oliver J., Cook F., Brown L. COCORP and the continental crust. — J. Geophys. Res. B, 1983, vol. 88, N 4, p. 3329–3347.
44. Panza G.F., Mueller S., Calcagnile G. The gross features of the lithosphere–asthenosphere system in Europe from seismic surface waves and body waves. — Pageoph., 1980, vol. 118, p. 1209–1213.
45. Pavlenkova N.I. Generalized geophysical model and dynamic properties of the continental crust. — Tectonophysics, 1979, vol. 59, p. 381–390.
46. Pavlenkova N.I., Yegorkin A.V. Upper mantle heterogeneity in the northern part of Eurasia. — Physics of the Earth and Planetary Interiors, 1983, N 33, p. 180–193.
47. Rother G. Investigation of the energy density spectrum of regional geomagnetic anomalies and depth interpretation. — In: Proceeding 26th geophysical symposium, Leipzig, 1981.

*А.В. КАРАКИН, В.П. МЯСНИКОВ, В.Е. ФАДЕЕВ*

## **КАЧЕСТВЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДВИЖЕНИЯ ЗОН ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СКУЧЕННОСТИ ПЕРИФЕРИЧЕСКОЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ В КОНВЕКТИВНЫХ МОДЕЛЯХ**

Одной из основных целей привлечения конвективных моделей для объяснения тектонических движений является описание их кинематики. Общий подход и метод анализа взаимодействия мантийных потоков с поверхностной частью Земли, которую мы называем периферической оболочкой, дан в работе [1].

В геофизической и геологической литературе существует мнение, что внешние оболочки нашей планеты являются более вязкими, чем подстилающий их "астеносферный" слой.

Связывать кинематику поверхностных движений с существованием такого слоя в настоящее время нет серьезных оснований, так как геофизические данные [2] свидетельствуют об его отсутствии во многих регионах. Более того, существование разломов и больших складчатых и глыбовых деформаций позволяет считать эффективную вязкость периферической оболочки по крайней мере сравнимой с вязкостью мантии. Этот факт, в частности, отражается в представлении некоторых геологов о вовлечении достаточно глубоких масс в поверхностную тектоническую деятельность, вплоть до выхода их на земную поверхность [3]. Результатом такого подхода является положение о существовании зон тектонической скученности, которые выражаются в утолщении периферической оболочки Земли с соответствующим рельефом [4]. Такое представление геологов не противоречит основным выводам о качественном поведении плотностных неоднородностей планеты и их взаимодействию с периферической оболочкой [1]. В этой же работе показано, что принятие той или иной реологии не существенно, принципиальным является только вопрос, считать вещество мантии вязким или нет. Кроме того, наличие слоя с пониженной вязкостью обосновывалось на конкретных моделях постледниковых поднятий. Этому вопросу посвящено большое количество работ. Однако эволюция применяемых моделей привела некоторых ученых [6] к заключению о постоянстве вязкости ( $10^{22}$  П) вещества до уровня нижней мантии. Более высокая вязкость нижней мантии обычно обосновывалась наличием экваториального поднятия относительно гидростатически уравновешенной фигуры Земли. Более подробный анализ неприливных вековых угловых ускорений Земли привел авторов работ [7, 8], которые использовали данные по постледниковым поднятиям в глобальном масштабе, к выводу о постоянстве вязкости Земли с глубиной при величине  $10^{22}$  П. Таким образом, геофизические данные свидетельствуют о том, что в глобальном масштабе вязкость Земли постоянна с предельной оценкой [9] в  $10^{22}$  П. Таким образом, для анализа качественного поведения плотностных неоднородностей вязкой планеты принятие постоянной вязкости не противоречит ни геологическим, ни геофизическим представлениям.

В данной работе изложен результат решения задачи, моделирующей качественное поведение областей тектонической скученности, возникших под влиянием глобальных движений в мантии. По изложенным выше принципам, вязкость всей модели берется постоянной, что не существенно, и для упрощения рассматривается плоский случай. Важно, что плотность поверхностной неоднородности  $\rho_n$  зоны скученности в среднем меньше плотности вещества мантии  $\rho_m$  и при углублении  $\rho_n \rightarrow \rho_m$ . Все физические поля берутся в безразмерном виде, поведение которых описывается уравнениями гидродинамики [1]:

$$\frac{\partial P}{\partial x_i} - \rho \frac{\partial \varphi}{\partial x_i} = \beta \epsilon \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v_i}{\partial x_i} = 0, \quad \Delta \varphi = 3\rho,$$

где  $P$  — давление;  $\varphi$  — потенциал силы тяжести;  $\rho$  — плотность;  $\sigma_{ij}$  — тензор напряжений;  $v_i$  — компоненты скорости;  $\epsilon = \left( \frac{\eta D}{\rho_m L_0^3 g} \right)^{1/3}$ ,  $\epsilon$  — малый па-

раметр задачи;  $\epsilon_0 = h_0/L_0$ ;  $\beta = \frac{\rho_n (\rho_m - \rho_n) \epsilon_0^2}{2\pi \rho_m^2 \epsilon}$ ;  $D$  — коэффициент диф-

фузии;  $h_0, L_0$  — характерная толщина и горизонтальные размеры неоднородности;  $\eta$  — вязкость.

Наличие неоднородности отражается в ее рельефе  $\xi = \xi(x, t)$ . На верхней границе  $\Gamma$  должны удовлетворяться условия отсутствия напряжений и полного потока масс, так как она ограничивает эти массы:

$$(\beta \epsilon \sigma_{ij} n_j - P \delta_{ij} n_j) = 0, \quad (2)$$

$$\left( v_y - \epsilon_0 \frac{\partial \xi}{\partial x} v_x \right) = \epsilon_0 \frac{\partial \xi}{\partial t},$$

$n_i$  — единичный вектор нормали к  $\Gamma$  и затухание движений, вызванных наличием неоднородности  $v_i \rightarrow 0, x, y \rightarrow \infty$ .

Так как вертикальные масштабы неоднородности значительно меньше размеров мантии, то для равномерно пригодного описания совместных движений следует как бы растянуть эти масштабы, используемые для описания движений в погранслое по отношению к мантийным движениям:

$$\zeta = y/\epsilon.$$

Тогда уравнения (1, 2) в новых растянутых координатах будут иметь вид:

$$\frac{1}{\epsilon_0} \frac{\partial \tilde{P}}{\partial \zeta} + \tilde{\rho} y = \beta \epsilon \left( \frac{1}{\epsilon_0^2} \frac{\partial^2 \tilde{v}_y}{\partial \zeta^2} + \frac{\partial^2 \tilde{v}_y}{\partial x^2} \right),$$

$$\frac{\partial \tilde{P}}{\partial x} = \beta \epsilon \left( \frac{1}{\epsilon_0} \frac{\partial^2 \tilde{v}_x}{\partial \zeta^2} + \frac{\partial^2 \tilde{v}_x}{\partial x^2} \right),$$

$$\frac{1}{\epsilon_0} \frac{\partial \tilde{v}_y}{\partial \xi} + \frac{\partial \tilde{v}_x}{\partial x} = 0, \quad (3)$$

$$\left[ -\tilde{P} + 2 \frac{\epsilon \beta}{\epsilon_0} \frac{\partial \tilde{v}_y}{\partial \xi} - \beta \epsilon \epsilon_0' \frac{\partial \xi}{\partial x} \left( \frac{1}{\epsilon_0} \frac{\partial \tilde{v}_x}{\partial \xi} + \frac{\partial \tilde{v}_y}{\partial x} \right) \right]_{\Gamma} = 0,$$

$$\left[ \beta \epsilon \left( \frac{1}{\epsilon_0} \frac{\partial \tilde{v}_x}{\partial \xi} + \frac{\partial \tilde{v}_y}{\partial x} \right) - \epsilon_0 \frac{\partial \xi}{\partial x} \left( -\tilde{P} + 2 \beta \epsilon \frac{\partial \tilde{v}_x}{\partial x} \right) \right]_{\Gamma} = 0.$$

Уравнения (3), вытекающие из (1), описывают движения в пограничном слое, т.е. в периферической оболочке Земли.

Анализ этих уравнений проводится асимптотическим способом, для этого физические поля в погранслое представляются рядом по малому параметру

$$\{\tilde{P}, \tilde{\rho}, \epsilon_0 \tilde{\sigma}_{ij}, \epsilon_0 \tilde{v}_i\} = \{P^{(0)}, \rho^{(0)}, 0, 0\} + \epsilon_0 \{P^{(1)}, \rho^{(1)}, \sigma_{ij}^{(0)}, v_i^{(0)}\} + \dots,$$

аналогично представляются физические поля в мантии

$$\{P, \rho, \beta \epsilon \sigma_{ij}, \beta \epsilon v_i\} = \{\bar{P}, \bar{\rho}, 0, 0\} + \beta \epsilon \{P', \rho', \sigma'_{ij}, v'_i\} + \dots$$

Так как в общем случае между параметрами мантии и погранслоя не может быть разрывов, то физические поля в мантии при  $y=0$  должны непрерывно переходить в поля погранслоя, для которого эти условия осуществляются при  $\xi \rightarrow -\infty$ , т.е.

$$\{P, \rho, \beta \epsilon \sigma_{ij}, \beta \epsilon v_i\}_{\epsilon \rightarrow 0} \rightarrow \{\tilde{P}, \tilde{\rho}, \epsilon_0 \tilde{\sigma}_{ij}, \epsilon_0 \tilde{v}_i\}_{\xi \rightarrow -\infty}.$$

Такое "сшивание" полей приводит к условиям, относящимся к части поверхности  $\Gamma_2$ , занятой плотностной неоднородностью, которая может иметь ограниченные линейные размеры следующего вида [5]:

$$P^{(0)} = \bar{P}|_{y=0} = 0, \quad v_y^{(0)} = v'_y|_{y=0}, \quad \sigma_{yy}^{(0)} = \sigma'_{xy} = 0,$$

$$P^{(1)} = \frac{\bar{\rho}}{\beta} (\xi - \zeta) - \frac{1}{\beta} \int_{-\infty}^{\xi} (\bar{\rho} - \rho^{(0)}) d\zeta', \quad (4)$$

$$\bar{\rho} \xi = \int_{-\infty}^{\xi} (\bar{\rho} - \rho^{(0)}) d\zeta',$$

$$(P' - \sigma'_{yy})|_{y=0} = \bar{\rho} \xi', \quad \frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (\xi v'_x|_{y=0}) = 0,$$

где  $\xi'$  — смещение поверхности уровня плавления плотностной неоднородности, обусловленное динамическими причинами.

Из соотношений (4) вытекают интересные следствия:

$$\sigma_{xy}^{(1)} = \dot{\sigma}'_{xy}|_{y=0} + \frac{1}{\beta} \int_{-\infty}^{\xi} (\xi' - \zeta) \left( \frac{\partial \rho^{(0)}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x} \right) d\zeta', \quad (5)$$

$$v_x^{(0)} = v'_x|_{y=0}, \quad v'_y|_{y=0} = 0.$$

В первом приближении, если есть поле скоростей в мантии  $v'_x$ , то оно полностью наследуется погранслоем, причем существуют преимущественно горизонтальные движения  $v'_y = 0$ . Сдвиговые напряжения в зоне тектонического скучивания как определяются напряжениями в мантии  $\sigma'_{xy}$ , так и создаются рельефом, кроме того, могут существовать при  $\sigma'_{xy} = 0$ . Из третьего соотношения в (4) следует полная изостатическая уравновешенность зоны скучивания, в то время как форма рельефа с течением времени должна меняться, так он не держит сдвиговых напряжений  $\sigma^{(1)}_{xy} \neq 0$ . Иными словами, движения остаются на фоне полной изостатической уравновешенности в региональном масштабе.

Для того, чтобы понять качественные особенности зоны тектонического скучивания, рассмотрим плоскую задачу. Вне зоны  $\Gamma_1$  условия на свободной поверхности будут (5)

$$v'_x|_{y=0} = 0, \quad \sigma'_{xy}|_{y=0} = 0, \quad (6)$$

а силы определим из очевидного соотношения

$$f_i = - \int_{-\infty}^x \sigma_{iy}(x') dx', \quad (7)$$

тогда

$$f_x|_{\Gamma_1} = 0, \quad f_x|_{\Gamma_2} = \frac{1}{\beta} \int_{-\infty}^{\xi} (\xi - \xi') (\bar{\rho} - \rho^{(0)}) d\xi' - \frac{\bar{\rho} \xi^2}{2\beta}, \quad (8)$$

$$f_y|_{\Gamma} = \frac{\bar{\rho}}{\beta} \int_{-\infty}^x \xi'(x') dx'.$$

Из (4), (5), (8) граничные условия в мантии записываются в следующем виде:

$$v'_y|_{y=0} = 0, \quad \sigma'_{xy}|_{y=0} = - \frac{\partial f_x}{\partial x}. \quad (9)$$

Введем функции тока  $\Psi$  и Эри  $\Phi$ , которые определяются

$$v'_x = \frac{\partial \Psi}{\partial y}, \quad v'_y = - \frac{\partial \Psi}{\partial x}, \quad \sigma'_{xx} = 2 \frac{\partial^2 \Phi}{\partial y^2}, \quad (10)$$

$$\sigma'_{yy} = 2 \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2}, \quad \sigma'_{xy} = -2 \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x \partial y},$$

для которых получаем уравнения (1)

$$\nabla^4 \Phi = 0, \quad \nabla^4 \Psi = 0.$$

Для решения этих уравнений вводятся дополнительные соотношения

$$z = x + iy, \quad w(z) = P' + iq, \quad P' = - \nabla \Phi,$$

$$q = \nabla^2 \Psi, \quad \varphi(z) = - \frac{1}{2} \int_0^z w(z') dz'.$$

Бигармонические функции выражаются через две голоморфные  $\varphi$  и  $\chi$

$$\Phi + i\Psi = \frac{1}{2} (\bar{z}\varphi + \chi).$$

Черточкой обозначается комплексно-сопряженная величина.

В таком случае комплексные скорость  $\hat{v}$ , напряжения  $\hat{\sigma}$  и силы  $\hat{f}$  имеют вид

$$\hat{v} = v_x + iv_y = \frac{1}{2} \left[ \varphi(z) - z \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial z} - \bar{\varphi}(z) \right], \quad (11)$$

$$P' = - \left( \frac{\partial \varphi}{\partial z} + \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial z} \right), \quad \psi = \frac{\partial \chi}{\partial z},$$

$$\hat{\sigma} = \sigma'_{yy} + i\sigma'_{xy} = \left( \bar{z} \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} + \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right),$$

$$\hat{f} = f_x + if_y = -i \left[ \varphi + z \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial z} + \bar{\Psi} \right]_{-\infty}^x,$$

$$[\varphi]_{-\infty}^x = \varphi(x) - \varphi(-\infty).$$

Определим в полуплоскости  $y > 0$  функции  $\Psi$  и  $\Phi$  соотношениями

$$\Phi(x, y) = \Phi(x, -y); \quad \Psi(x, y) = -\Psi(x, -y). \quad (12)$$

Легко видеть, что граничные условия на  $\Gamma_1$  выполняются автоматически. Проведем по границе  $\Gamma_2$  разрез. На нижнем берегу разреза  $\Gamma_2^-$  граничные условия задаются (11), а на верхнем с помощью (9), (12)

$$v_y^+ = 0, \quad \sigma_{xy}^+ = -\sigma_{xy}^- = -\frac{\partial f_x}{\partial x}, \quad P^+ = P^-, \quad (13)$$

откуда следует

$$q^+ = q^- = \frac{\partial f_x}{\partial x}, \quad (14)$$

и задача сопряжения

$$w^+ - w^- = 2i \frac{\partial f_x}{\partial x},$$

которая имеет решение

$$w = \frac{1}{\pi} \int_{\Gamma_2} \frac{\frac{\partial f_x}{\partial x} dx'}{x' - z}. \quad (15)$$

Используя (15), имеем:

$$\varphi = -\frac{1}{2\pi} \int_{\Gamma_2} \frac{f_x(x') dx'}{x' - z} + C. \quad (16)$$

Граничное условие для вертикальной скорости (13) с учетом (11) дает

$$\operatorname{Im}(\varphi + z \frac{\partial \varphi}{\partial z} + \psi)_{\Gamma_2} = 0$$

или

$$\psi = -\varphi - z \frac{\partial \varphi}{\partial z}. \quad (17)$$

В силу асимптотического поведения скоростей на бесконечности  $C = 0$ .

Полученные функции (16), (17) полностью решают задачу о движении в мантии.

Из последнего соотношения (4) и (16), (17) получаем уравнение, описывающее характер движения в тектонической зоне суженности

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} - \frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial x} \left( \xi \int_{\Gamma_2} \frac{f_x(x') dx'}{x' - z} \right). \quad (18)$$

В частном случае, если зона суженности имеет плотность  $\rho_H = \text{const}$ , резко отличающуюся от мантийной  $\rho_M = \text{const}$ , и переменную толщину  $h(x)$  (см. рис. 1), то (18) переходит в соответствующее уравнение

$$\frac{\partial h}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left( h \int_{\Gamma_2} \frac{h^2(x', t) dx'}{x' - x} \right) = 0. \quad (19)$$

В данном случае из (11) и (16) имеем соотношения, определяющие скорости и напряжения в мантии, индуцируемые наличием переменного по толщине слоя:

$$\begin{aligned} v_x &= \frac{1}{4} \left[ \varphi + \bar{\varphi} - \bar{\psi} - \psi - z \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial z} - \bar{z} \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right], \\ v_y &= \frac{1}{4i} \left[ \varphi - \bar{\varphi} - \bar{\psi} + \psi - z \frac{\partial \varphi}{\partial z} + \bar{z} \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial z} \right], \\ \sigma_{xx} &= \frac{1}{2} \left[ 2 \frac{\partial \varphi}{\partial z} + 2 \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial z} - z \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} - \frac{\partial \psi}{\partial z} - z \frac{\partial^2 \bar{\varphi}}{\partial z^2} - \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial z} \right], \\ \sigma_{yy} &= \frac{1}{2} \left[ 2 \frac{\partial \varphi}{\partial z} + 2 \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial z} + \bar{z} \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} + z \frac{\partial^2 \bar{\varphi}}{\partial z^2} + \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial z} + \frac{\partial \psi}{\partial z} \right], \\ \sigma_{xy} &= \frac{1}{2i} \left[ \bar{z} \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} + \frac{\partial \psi}{\partial z} - z \frac{\partial^2 \bar{\psi}}{\partial z^2} - \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial z} \right], \\ \varphi &= \int_{\Gamma_2} \frac{h^2(x')}{x' - z} dx' = u + iu'. \end{aligned} \quad (20)$$

Из (20) получаем простые соотношения

$$\begin{aligned}
 v'_x &= u - y \frac{\partial u'}{\partial x}, & v'_y &= -y \frac{\partial u}{\partial x}, \\
 \sigma'_{xx} &= u \frac{\partial u}{\partial x} - y \frac{\partial^2 u'}{\partial x^2}, & \sigma'_{yy} &= \frac{\partial u}{\partial x} + 2y \frac{\partial^2 u'}{\partial x^2}, \\
 \sigma'_{xy} &= -2 \frac{\partial u'}{\partial x} - 2y \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}, \\
 u &= \int_{\Gamma_2} \frac{h^2(x')(x' - x) dx'}{(x' - x)^2 + y^2}, & v &= \int_{\Gamma_2} \frac{h^2(x') y dx'}{(x' - x)^2 + y^2}.
 \end{aligned} \tag{21}$$

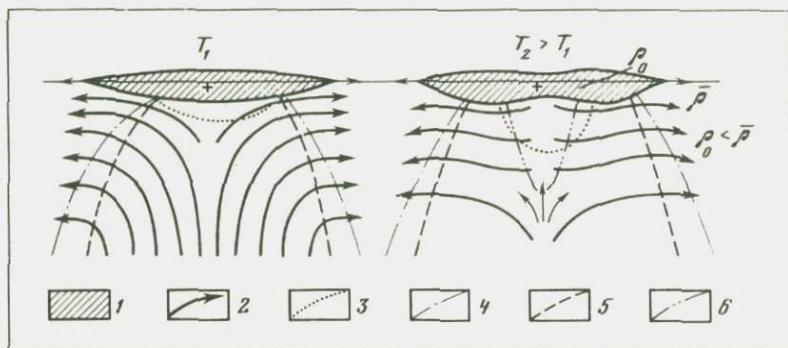
Уравнения (19) и (21) совместно решаются для получения качественно-го поведения физических полей в области зоны тектонической скупенности и мантии. Так как они выведены в безразмерных величинах, то приведем коэффициенты пересчета, которые позволяют получать подобные картины течений при разных параметрах:

$$\begin{aligned}
 CT &= \frac{\pi \bar{\rho} \bar{\mu} L_0}{h_0^2 \rho_0 \Delta \rho g}, & CV &= \frac{h_0^2 \rho_0 \Delta \rho g}{\pi \bar{\rho} \bar{\mu}}, \\
 CS &= \frac{h_0^2 \rho_0 \Delta \rho g}{\pi \bar{\rho}},
 \end{aligned} \tag{22}$$

где  $CT$ ,  $CV$ ,  $CS$  – коэффициенты пересчета безразмерных величин времени, скорости и напряжений соответственно;  $L_0$ ,  $h_0$  – характерные длина и мощность зоны тектонической скупенности;  $\bar{\rho}$ ,  $\rho_0$ ,  $\Delta \rho$  – плотности мантии и зоны скупенности, разность их плотностей.

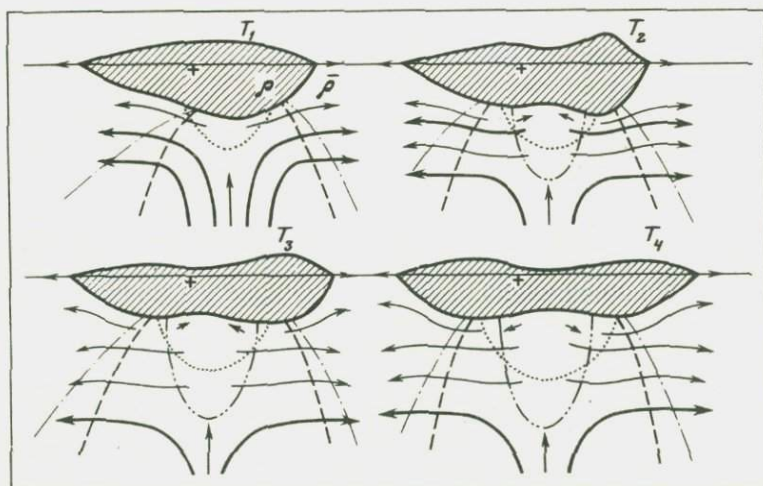
При численном моделировании интегрируется уравнение (19) методом характеристик, т.е. оно распадается на  $2n$  уравнений, где  $n$  – количество начальных условий; т.е. зона скупенности разбивается на  $n$  частей по горизонтали  $x_{0i}$  и соответствующие им значения  $h_{0i}(x_{0i})$ , для каждого из которых имеем уравнение для траектории в пространстве  $(x, t)$ .

В результате счета на разных моделях получается следующая картина эволюции зоны тектонического скупивания во времени. Если в результате мантийных движений получилась симметричная зона скупивания (рис. 1), то, как уже отмечалось, напряжения, вызванные ее рельефом, могут приостановить движение, т.е. она не может иметь большую толщину. Дальнейшая эволюция сформированного рельефа приводит к общей тенденции растекания. При этом рельеф и толщина зоны испытывают волнообразные движения (см. рис. 1). Аналогичная эволюция рельефа происходит и для несимметричной зоны скупивания. Однако сначала она развивается в сторону увеличения ее симметрии (рис. 2), а потом – по известной схеме (см. рис. 1). В том и другом случае, оставаясь все время изостатически скомпенсированной, зона тектонического скупивания вызывает напряжения и течения в мантии. При этом характерна область в местах прогиба с обратным знаком  $\sigma_{xy}$  по сравнению с внешним пространством, что способствует



Р и с . 1. Механизм расплзания симметричной зоны тектонической скученности литосферы

1 — зона тектонической скученности; 2 — линии тока; 3 — зона изменения знака  $\delta_{xz}$ ; 4 — линия изменения скорости  $V_z$ ; 5 — линия смены знака  $\delta_{xx}$ ; 6 — область появления локальной конвективной ячейки

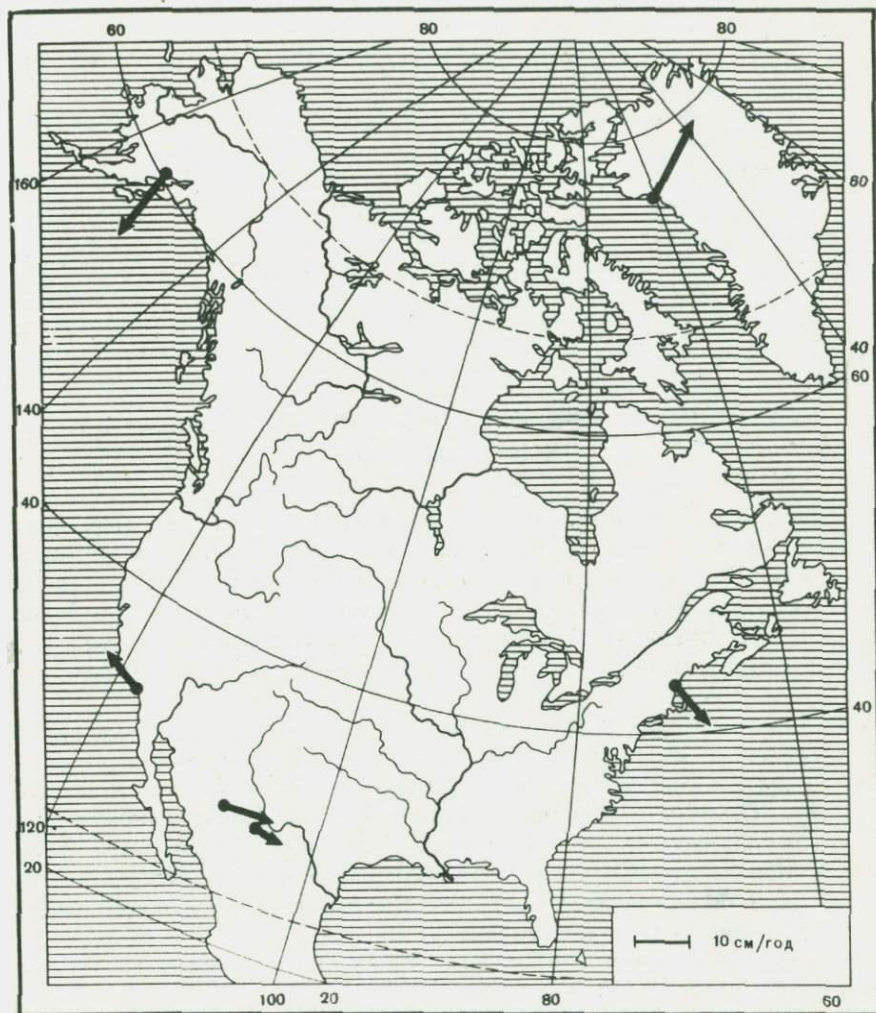


Р и с . 2. Качественная схема расплзания несимметричной зоны тектонической скученности литосферы

Условные обозначения см. на рис. 1

образованию своего рода конвективной ячейки. Во всех случаях отмечается область смены знака  $\sigma_{xz}$  и  $\sigma_{xx}$ , которые указаны на рисунках.

Некоторым подтверждением приведенных здесь моделей могут служить экспериментальные определения смещений станций, проводимые в течение ряда лет [9]. На рис. 3 приведены абсолютные скорости смещений Северо-Американского материка. Видно, что Северо-Американский материк расплзается, и, следуя предлагаемой нами модели, это говорит об отсутствии в настоящее время в данном регионе мантийных течений, вызываемых неоднородностью в самой мантии.



Р и с. 3. Векторы скоростей смещений относительно Миннесоты станций на Северо-Американском материке [10]

Приведенный пример, результаты которого опубликованы после проведенных нами расчетов, показывает, что дальнейшее развитие задач математического моделирования должно проводиться с учетом развития неоднородностей в мантии и их взаимодействия с поверхностным погранслоем планеты.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Мясников В.П., Фадеев В.Е. Модели эволюции Земли и планет земной группы. М.: ВИНТИ, 1980. 232 с. (Итоги науки. Физика Земли; Т. 5).
  2. Алексеев А.С., Ваньян Л.Л., Бердичевский М.Н. и др. Схема астеносферных зон Советского Союза. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 790–793.
  3. Пейве А.В. Горизонтальные движения земной коры и принципы унаследованности. — Геотектоника, 1965, № 1, с. 8–24.
6. Зак. 788

4. Тектоническая раслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 228 с.
5. *Cathles L.H.* The viscosity of the Earth's mantle. Princeton: Univ. press, 1975. 98 p.
6. *Dicke R.J.* Average acceleration of the Earth's rotation and viscosity of the deep mantle. — *J. Geophys. Res.*, 1969, vol. 74, N 18, p. 5895–5902.
7. *O'Connell R.J.* Pleistocene glaciation and viscosity of the lower mantle. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1971, vol. 23, N 1, p. 299–327.
8. *Goldreich P., Toomre A.* Some remarks of polar wandering. — *J. Geophys. Res.*, 1969, vol. 74, N 11, p. 2555–2567.
9. *Anderle R.J., Malyevac C.A.* Current plate motions based on doppler satellite observations. — *Geophys. Res. Lett.*, 1983, vol. 10, N 1, p. 67–70.

УДК 550.3

В.Е. ФАДЕЕВ

## ГЛУБИННЫЕ ИСТОЧНИКИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ И ИЗОСТАЗИЯ

Успехи в измерении гравитационного поля Земли как наземные, так и с помощью искусственных спутников позволяют получать новые данные о строении Земли и делать определенные выводы о характере и причинах тектонических процессов. Исходя из общего свойства гравитационного поля, можно утверждать, что оно отражает интегральный эффект сложного распределения плотности пород как в поверхностной части планеты, так и в глубоких недрах.

По мере уточнения измеряемых величин за последнее десятилетие появилось несколько карт гравитационного поля, дополняемых все более высоким гармониками разложения потенциала по сферическим функциям [11, 16]. Отметим, что новые карты искажали особенности аномального поля предыдущих моделей, что ставило геологов в затруднительное положение. Исходя из технических возможностей, можно полагать, что достаточно уверенные результаты для всей поверхности Земли представлены при осреднении по пятиградусной сетке.

К настоящему времени наметились три подхода в интерпретации глобального гравитационного поля.

Первый подход — традиционный подбор плотностных моделей, как это принято в разведочной геофизике, с помощью тел правильной формы, расположенных как в коре, так и в мантии Земли [1]. При этом используются качественные результаты сейсмических методов, корреляционные связи между плотностями и скоростями упругих волн. Данный подход понятен при интерпретации локальных аномалий малой протяженности, но требует дополнительных исследований по механической устойчивости предлагаемых плотностных моделей. Впервые на этот аспект интерпретации обращено в работе [43], а в работе [10] проведено достаточно подробное исследование в рамках упругой модели. В частности, показано, что длинноволновые вариации плотности в верхнем 30-километровом слое с амплитудой  $\pm 0,3 \text{ г/см}^3$  могут вызывать вариации напряжений до 600 бар. Учет более высоких гармоник увеличивает оценку напряжений и никакими конечными деформациями они не могут быть уменьшены до разумной величины.

Таким образом, региональные и глобальные модели при геологической интерпретации особенностей гравитационного поля требуют прежде всего хорошего механического обоснования их реальности. Это возражение сохраняется и при объяснении глобальных особенностей гравитационного поля наличием фазовых переходов [11] и тем более процессами на границе ядро — мантия [12]. Очевидно, что в рамках вязкого поведения вещества Земли, которое геологи повсеместно наблюдают, любые плотностные неоднородности регионального или глобального масштаба должны вызывать движения, и, следовательно, есть возможность учитывать наблюдаемые геологические факты при построении геолого-геофизических моделей.

Второй подход представляет некоторую альтернативу первому и заключается в развитии моделей регулярной стационарной конвекции и объяснение с ее позиций глобального гравитационного поля. Однако этот подход встречает трудности при объяснении особенностей гравитационного поля и необходимости сопоставления масштабов конвективных ячеек с размерами литосферных плит [9], которые имеют размеры порядка тысяч километров. Трудности данного подхода лежат и в физическом обосновании предлагаемого класса конвективных движений, что подробно показано в работе [5].

Третий подход — это тектоническая классификация основных особенностей гравитационного поля, сопоставление их с другими геофизическими полями, поиски простых корреляционных связей между различными элементами типа мощность коры, аномалии поля в различных редукциях, рельеф и т.п. Достаточно подробно сопоставление особенностей гравитационного поля с тектоникой проиллюстрировано в работе [14], из которого следует, что источники большой вариации поля не имеют прямой связи с поверхностными тектоническими элементами. Так, положительные аномалии поля в северной части Атлантики и в районе Соломоновых островов аномальны и по другим геофизическим данным; это повышенный тепловой поток и значительное понижение скоростей упругих волн в верхней мантии. Трудно увязать эти факты, если не предположить, что повышение температуры увеличивает плотность вещества и уменьшает скорости прохождения сейсмических волн. Такие примеры можно продолжить. Показательным является то, что океанические системы рифтов не отражаются в гравитационном поле, измеренном с помощью спутников [11, 16], но выделяются с помощью редукций, что говорит об их неглубокой связи с мантией. Аналогичным примером является Атлантика, гравитационное поле которой, осредненное по 5-градусной сетке, разделяет ее на северную часть, где есть некая корреляция с тектоникой, и южную, где ее нет. С точки зрения простой тектонической классификации особенностей гравитационного поля можно предположить, что это совершенно разные области [8].

Таким образом, к настоящему времени сложилась ситуация, когда при интерпретации гравитационного поля в масштабе сотен километров и есть некоторая увязка с имеющимся геолого-геофизическим материалом, то поиски глобальных связей не приносят удовлетворительного ответа. По этой причине имеется большое количество моделей строения Земли, созданных геофизиками, но которые вызывают скептическое отношение к ним геологов.

Отметим часто встречающееся, но с методической точки зрения неочевидное утверждение, что с повышением порядка разложения гравитационного поля в ряд по сферическим функциям мы меняем глубинность отражения плотностных неоднородностей. При этом поле представлено точечными массами или сферическим неоднородным слоем и т.п. [15, 17]. Такой подход базируется на простых формальных моделях, так как сложное распределение плотности в земной коре как источнике аномалий гравитационного поля, находящегося в непосредственной близости к измерительным приборам, безусловно имеет длинноволновую составляющую [10], что будет вносить свой вклад в низкие гармоники и искажать поле от глубинных источников.

Таким образом, в настоящее время перед исследователями, занимающимися геологической интерпретацией гравитационного поля в региональном и глобальном масштабе, стоит ряд принципиальных вопросов, решение которых необходимо для изучения как структурных особенностей Земли, так и процессов в мантии, вызывающих тектонические движения: 1) выбор физически обусловленной стандартной модели Земли; 2) что означает принцип изостазии; 3) возможность выделения аномального поля, связанного с глубинными плотностями и неоднородностями; 4) необходимый комплекс данных для построения тектонической модели верхней мантии.

Вопрос, связанный с выбором нормального гравитационного поля, имеющего физический и, следовательно, геологический смысл, обсуждается довольно широко в настоящее время [1, 17], однако не получает окончательного решения. Использование нормального гравитационного поля, связанного с эллипсоидом вращения, наилучшим образом аппроксимирующего фигуру Земли, имеет геодезический смысл, но никоим образом не отражает свойство Земли как механической системы. Этот момент понятен гравиметристам, работающим в геодезии [7], а геофизики еще не пришли к единому соглашению.

Между тем, если рассматривать Землю как вращающееся, самогравитирующее вязкое тело, то система сил, действующая в нем, будет описываться уравнением

$$\eta \Delta \vec{u} + \rho (\vec{u} \cdot \nabla) \vec{u} + 2 \rho \vec{\Omega} \times \vec{u} + \rho \vec{\Omega} \times (\vec{\Omega} \times \vec{r}) = \rho \nabla \varphi - \nabla p, \quad (1)$$

$\rho$  — плотность;  $\mu$  — вязкость;  $\vec{u}$  — скорость движения;  $\varphi$  — гравитационный потенциал;  $p$  — давление;  $\vec{\Omega}$  — угловая скорость вращения. Нетрудно видеть, что инерционный член  $\rho (\vec{u} \cdot \nabla) \vec{u}$  по отношению к вязким силам  $\mu \Delta \vec{u}$  имеет порядок  $\rho L u / \mu$  ( $L$  — характерный масштаб области), т.е. значительно меньше при тех вязкостях, которые мы имеем для Земли, и им можно пренебречь. Влияние вращения Земли определяется  $\rho \vec{\Omega} \times (\vec{\Omega} \times \vec{r}) =$

$$= -\rho \nabla \left[ \frac{1}{2} (\vec{\Omega} \times \vec{r})^2 \right] = -\rho \nabla \psi, \text{ т.е. потенциалом вращения, который дает}$$

основной вклад в отклонении формы Земли от шара. При гидростатическом равновесии  $\vec{u} = 0$  имеем простое уравнение

$$\rho \nabla (\varphi + \psi) = \rho \Delta U = \nabla p, \quad (2)$$

$u$  — потенциал силы тяжести. Отсюда следует, что  $\nabla p \times \nabla U = 0$ , т.е. поверхность постоянного потенциала совпадает с поверхностью постоянного дав-

ления, и  $\nabla \times \nabla p = \nabla \rho \times \nabla U + \rho \nabla \times \nabla U = \nabla \rho \times \nabla U = 0$  — поверхность постоянной плотности совпадает с поверхностью постоянного потенциала.

Таким образом, возникает вопрос, можно ли для геологических целей за нормальную модель Земли принять гидростатически уравновешенную планету. Присутствие перемещения масс, большая латеральная неоднородность планеты сразу же нарушают условие (2) и следствия, вытекающие из него.

Ответ на этот принципиальный вопрос мы можем получить, если рассматривать Землю как неоднородное по плотности тело, в котором присутствуют различные формы движения вещества (вынос и внедрение расплавов, огромные наблюдаемые деформации поверхностных слоев и, следовательно, ее недр). В работе [5] описываются уравнения, полностью определяющие процессы в мантии. Напишем их в необходимом для наших целей виде.

Уравнение переноса импульса (1) будет

$$\rho \frac{du_\alpha}{dt} = - \frac{\partial p}{\partial x_\alpha} - \rho \frac{\partial u}{\partial x_\alpha} + \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \left[ \mu \left( \frac{\partial u_\alpha}{\partial x_\beta} + \frac{\partial u_\beta}{\partial x_\alpha} - \frac{2}{3} \delta_{\alpha\beta} \frac{\partial u_\gamma}{\partial x_\gamma} \right) \right]. \quad (3)$$

Уравнение неразрывности

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u_\alpha}{\partial x_\alpha} = 0. \quad (4)$$

Уравнение для гравитационного поля

$$\Delta U = 4\pi G\rho - 2\omega^2, \quad (5)$$

$\omega$  — угловая скорость вращения Земли.

В случае вязкого поведения вещества мантии характерный масштаб скорости перемещения вещества определяется масштабом плотностной неоднородности  $|\rho'|$ , которая в поле силы тяжести будет иметь тенденцию к погружению или всплытию, т.е.

$$u_0 = \frac{|\rho'|}{\rho_0} \frac{g_0 R_0^2}{\nu_0}, \quad (6)$$

где  $\rho_0$ ,  $g_0$ ,  $R_0$ ,  $\nu_0$  — характерные значения плотности, ускорения силы тяжести, радиуса и кинематической вязкости Земли. В таком случае масштаб для потенциала притяжения следует принять равным  $g_0$ ,  $R_0$ , давления  $\rho_0$ ,  $g_0$ ,  $R_0$ , времени  $R_0/u_0$ . Новые величины, приведенные к этим масштабам, будут

$$u'_\alpha = \frac{u_\alpha}{u_0}, \quad t' = \frac{tu_0}{R_0}, \quad p' = \frac{p}{\rho_0 g_0 R_0}, \quad \varphi' = \frac{\varphi}{g_0 R_0},$$

$$x'_\alpha = \frac{x_\alpha}{R_0}, \quad g_0 = \frac{4}{3} \pi G \rho_0 R_0, \quad m = \frac{\omega^2 R_0^3}{GM_0},$$

$G$  — гравитационная постоянная.

Подставляя эти величины в уравнения (3–5), будем иметь новые уравнения для штрихованных, безразмерных величин, опуская для простоты штрихи и помня об этом:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u_\alpha}{\partial x_\alpha} = 0, \quad \Delta \varphi = 3 \rho,$$

$$\gamma \operatorname{Re} \frac{du_\alpha}{dt} = -\frac{\partial P}{\partial x_\alpha} - \rho \frac{\partial \varphi}{\partial x_\alpha} + \gamma \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \left[ \mu \left( \frac{\partial u_\alpha}{\partial x_\beta} + \frac{\partial u_\beta}{\partial x_\alpha} - \frac{2}{3} \delta_{\alpha\beta} \frac{\partial u_i}{\partial x_i} \right) \right], \quad (7)$$

$$\gamma = \frac{\nu_0 u_0}{g_0 R_0^2}, \quad \operatorname{Re} = \frac{R_0 u_0}{\nu_0}.$$

В последнем уравнении мы опустили члены, связанные с вращением, так как  $m$  имеет порядок сжатия планеты и не играет принципиальной роли.

Как было отмечено выше (2), если бы не было латеральных неоднородностей, то Земля находилась бы в равновесном состоянии со всеми вытекающими из этого выводами. Именно отклонение распределения плотности от сферически-симметричного приводит к отклонению от равновесия, т.е. служит источником движений и одновременно аномалий гравитационного поля. Обозначим  $\rho, \varphi, p$  – значения этих полей, осредненных по сфере, тогда они будут только функциями радиуса, а  $\rho', \varphi', p'$  – отклонения полей от сферически-симметричных.

Для земных условий, можно сказать, удачная ситуация, когда  $\epsilon = \max \left\{ \left| \frac{\rho'}{\bar{\rho}} \right|, \left| \frac{\varphi'}{\bar{\varphi}} \right|, \left| \frac{p'}{\bar{p}} \right| \right\} \ll 1$ , т.е. отклонения очень малы. В таком случае все поля можно представить:

$$\begin{aligned} \rho(x_R, \theta, \phi) &= \bar{\rho}(x_R) + \epsilon \rho'(x_R, \theta, \phi) + \dots, \\ \varphi(x_R, \theta, \phi) &= \bar{\varphi}(x_R) + \epsilon \varphi'(x_R, \theta, \phi) + \dots, \\ p(x_R, \theta, \phi) &= \bar{p}(x_R) + \epsilon p'(x_R, \theta, \phi) + \dots, \\ u_\alpha(x_R, \theta, \phi) &= u'_\alpha(x_R, \theta, \phi) + \epsilon u''(x_R, \theta, \phi) + \dots \end{aligned} \quad (8)$$

Из системы уравнений (7) получаем

$$\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x_R} = -\bar{\rho} \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial x_R} \quad (9)$$

$$\Delta \bar{\varphi} = 3 \bar{\rho}, \quad \frac{\partial \bar{\rho} u'_\alpha}{\partial x_\alpha} = 0 \quad (10)$$

систему нулевого приближения. Уравнение (9) аналогично уравнению (2), но не эквивалентно, так как никакие процессы и движения вещества его изменить не могут. Здесь можно расширить наше рассмотрение. Построение плотностных моделей Земли всегда шло по пути использования (2) или некоторых модификаций его, так как имеются зоны, где это уравнение не работает [2, 3]. Такие зоны считаются химически неоднородными или термодинамически неустойчивыми. Между тем, если предположить, что плотность вещества зависит от химического состава  $c_k$  и температуры  $T$ ,

т.е. уравнение состояния

$$\nabla \rho = \left( \frac{\partial \rho}{\partial p} \right) \nabla p + \left( \frac{\partial \rho}{\partial T} \right) \nabla T + \left( \frac{\partial \rho}{\partial c_k} \right) \nabla c_k,$$

тогда к (3-5) добавляются два уравнения сохранения массы  $k$ -го компонента

$$\rho \frac{dc_k}{dt} = \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \left[ -s_k \frac{\partial p}{\partial x_\alpha} + \rho \sum_i^{n-1} D_{ik} \nabla c_k \right]$$

и сохранения энергии  $\rho \frac{dh}{dt} - \frac{dp}{dt} = \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \left\{ \lambda \frac{\partial T}{\partial x_\alpha} + \sum_k^{n-1} (h_k - h_n) \left[ -s_k \frac{\partial p}{\partial x_\alpha} + \rho \sum_i^{n-1} D_{ik} \frac{\partial c_k}{\partial x_\alpha} \right] \right\} + \rho \frac{\delta g}{\delta t}$ , где  $h_k$  — удельная энтальпия  $k$ -го компонента;

$D_{ik}$  — коэффициент диффузии;  $s_k$  — коэффициент разделения, седиментации  $k$ -го компонента;  $\delta q$  — мощность источников тепла.

После того, как введем безразмерные величины  $h' = h/g_0 R_0$ ,  $T' = T/T_0$ ,  $s' = s/s_0$  и т.д., имеем для них

$$\rho \frac{dc_i}{dt} = \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \left[ -\frac{1}{Pe_s} s_i \frac{\partial p}{\partial x_\alpha} + \frac{\rho}{Pe_d} \sum_k^{n-1} D_{ik} \frac{\partial c_k}{\partial x_\alpha} \right]. \quad (11)$$

$$Pe_s = \frac{u_0}{g_0 s_0}, \quad Pe_d = \frac{R_0 u_0}{D_0},$$

$$\rho c'_v \frac{dT}{dt} - \frac{dp}{dt} = \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \left\{ M_s \frac{\lambda}{Pe_T} \frac{\partial T}{\partial x_\alpha} + M_s \frac{d_0}{\kappa_0} \frac{\rho}{Pe_T} \sum_i^{n-1} D_{ik} \frac{\partial c_k}{\partial x_\alpha} \right\}, \quad (12)$$

$$M_s = \frac{c'_v T_0}{g_0 R_0}, \quad Pe_T = \frac{R_0 u_0 c'_v \rho_0}{\lambda_0},$$

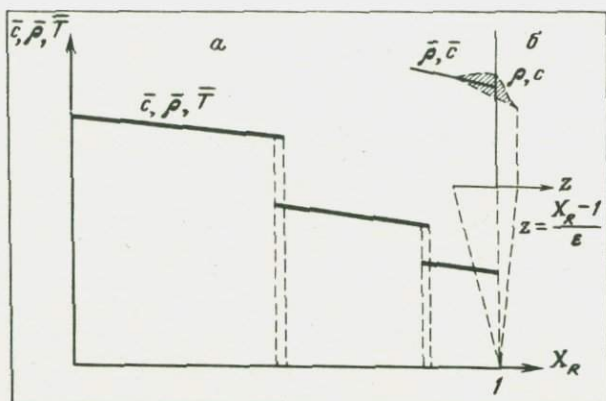
$s_0$ ,  $d_0$ ,  $\lambda_0$ ,  $\kappa_0$  — характерные коэффициенты переноса;  $c'_v$  — характерная величина теплоемкости, и, представляя эти поля аналогично (8), получаем два дополнительных уравнения

$$u'_\alpha \frac{\partial \bar{c}_k}{\partial x_\alpha} = 0, \quad \rho u'_\alpha \frac{\partial \bar{T}}{\partial x_\alpha} = 0, \quad (13)$$

из которых следует важный вывод о разделении Земли на оболочки, связанные с изменением химизма во время движений и дифференциации вещества, т.е.

$$\bar{c}_k = \bar{c}_k(t), \quad \bar{T} = \bar{T}(t, \bar{\rho}, c_k),$$

средние температура и концентрации представляют ступенчатые функции (рис. 1, а).



Р и с . 1. Возможное распределение сферически-симметричных физических полей в планете (а) и в ее периферической оболочке (б)

Объяснение в тексте

Таким образом, нам представляется, что ответ на первый вопрос получен. За стандартную Землю следует взять сферически-симметричное (или эллипсоидальное) осреднение всех физических полей, т.е. те физические поля, которые связаны с гидростатически уравновешенной неоднородной по радиусу планетой.

В таком случае рельеф и неоднородности верхней части Земли в масштабах планеты будут иметь размеры тонкой пленки и для их рассмотрения следует провести специальный анализ ввиду их разномасштабности. Источники глубинных мантийных аномалий будут определяться гравитационным потенциалом  $\varphi$ . Необходимо найти пути выделения этих аномалий на фоне влияния поверхностных частей планеты, так как они находятся в непосредственной близости от измерительных приборов. Для этого проведем операцию растяжения масштаба в поверхностном погранслое планеты (рис. 1, б)

$$z = \frac{x_k - 1}{\epsilon} \quad (14)$$

и рельеф Земли будет описываться в виде

$$x_k = 1 + \epsilon X(\theta, \phi, t). \quad (15)$$

Вводя новые обозначения физических полей в погранслое планеты

$$\begin{aligned} (\tilde{\rho}, \tilde{\varphi}, \tilde{p}) &= (\rho^{(0)}, \varphi^{(0)}, p^{(0)} | z, \theta, \phi, t) + \epsilon (\rho^{(1)}, \varphi^{(1)}, p^{(1)} | z, \theta, \phi, t) + \dots \\ \tilde{u}_\alpha &= u_\alpha^{(0)} + \epsilon u_\alpha^{(1)}(z, \theta, \phi, t) + \dots, \end{aligned} \quad (16)$$

мы должны, используя уравнение (7) в новых координатах (14), получить решение, удовлетворяя граничным условиям на поверхности планеты, с одной стороны, и асимптотическому сращиванию полей на глубину, с другой

$$(\tilde{\rho}, \tilde{\varphi}, \tilde{p} | z, \theta, \phi)_{z \rightarrow -\infty} \rightarrow (\rho, \varphi, p | x_R + \epsilon z, \theta, \phi)_{\epsilon \rightarrow 0}, \quad (17)$$

так как они должны быть непрерывны.

На поверхности планеты должны выполняться условия равенства нулю внешних сил и отсутствие потока массы через нее

$$\sigma_{ij} n_j = 0, \quad \frac{dF}{dt} = 0, \quad (18)$$

где  $\sigma_{ij}$  — тензор напряжений;  $F(x_\alpha, t) = 0$  — уравнение поверхности планет. Используя разложение (16) в уравнении (18), мы получаем при

$$z = X(\theta, \phi), \\ -p^{(0)} + \frac{4}{3} \bar{\mu} \frac{\partial u_R^{(0)}}{\partial z} = 0$$

и из уравнения неразрывности

$$\frac{\partial u_\theta^{(0)}}{\partial z} = 0, \quad \frac{\partial u_\phi^{(0)}}{\partial z} = 0, \quad u_R^{(0)} = 0,$$

откуда получаем в нулевом приближении общее свойство решений

$$p^{(0)} = 0, \quad u_R^{(0)} = 0, \quad u_\theta^{(0)} = u_\theta^{(0)}(\theta, \phi), \quad u_\phi^{(0)} = u_\phi^{(0)}(\theta, \phi),$$

которое говорит о прямой унаследованности горизонтальных движений в пограничном слое от движений мантии.

Удовлетворение условиям (17) приводит нас к следующему решению:

$$\sigma'_{RR} = \left[ -p' + 2\bar{\mu} \frac{\partial u'_R}{\partial x_R} \right]_{x_R=1} = -\frac{\partial \bar{\varphi}(1)}{\partial x_R} \left\{ \bar{\rho} X(\theta, \phi) + \int_{-\infty}^{X(\theta, \phi)} \rho \times \right. \\ \left. \times (\rho(1) - \rho^{(0)}) dz \right\}, \quad (19)$$

которое крайне важно при понимании процесса изостазии.

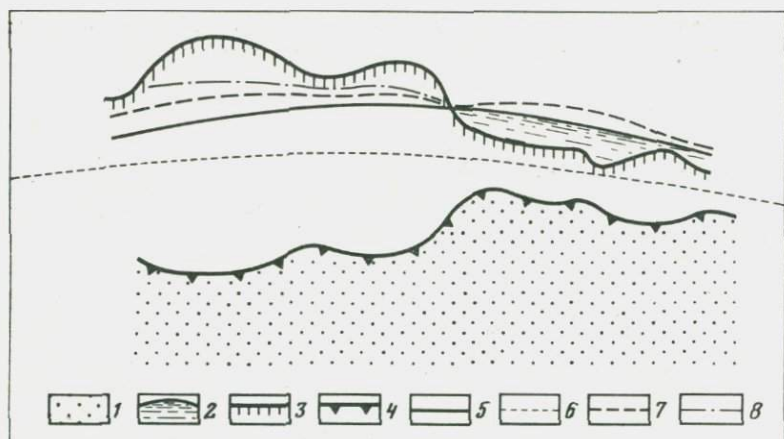
Его можно рассматривать как уравнение, определяющее рельеф поверхности Земли, возникающий в результате движений в мантии:

$$\frac{\partial u'_R}{\partial x_R} = - \left( \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \sin u'_\theta + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial u'_\phi}{\partial \phi} \right).$$

От того, как устроено поле скоростей в мантии, будет зависеть характер рельефа и, следовательно, тектонические следствия этого движения. При этом рельеф и распределение неоднородностей создаются по закону плавания, или изостазии. Отклонения от изостазии (они должны быть небольшими) будут только в случае больших скоростей движений.

Если осреднить (19) по поверхности сферы, то  $\bar{\sigma}'_{RR} \equiv 0$ , и мы получаем полную изостазию в планетарном масштабе. Таким образом, при полном удовлетворении локальному принципу изостазии в масштабе поверхностного пограничного слоя  $\sigma'_{RR} = 0$ , если же правая часть (19) не равна тождественно нулю, то мы можем определить  $\sigma'_{RR}$ .

Из этого, в частности, следует, что полное изостатическое состояние пограничного слоя не означает отсутствия сдвиговых напряжений, кото-



Р и с . 2 . Соотношение различных поверхностей в периферической оболочке планеты (двухслойная модель)

1 — неоднородная мантия; 2 — океаническая часть; 3 — физическая поверхность твердой оболочки; 4 — нижняя граница более легкого вещества; 5 — поверхность эллипсоида наилучшего приближения к фигуре планеты; 6 — уровень плавления легкого вещества (радиус гидростатически уравновешенной планеты); 7 — положение уровня геоида; 8 — положение уровня квазигеоида

рые могут привести к выравниванию положительных форм рельефа или зон скученности пограничного слоя (см. ст. А.В. Каракина и др. в наст. сб.).

Аналогичный анализ для гравитационного поля [6, 7] дает нам выражение для ускорения силы притяжения на физическом рельефе Земли  $z = X(\theta, \phi)$

$$g(X, \theta, \phi) = \frac{\partial \bar{\varphi}(1)}{\partial x_R} + \epsilon \left[ X(\theta, \phi) \frac{\partial^2 \bar{\varphi}(1)}{\partial x_R^2} - 3 \int_{-\infty}^{X(\theta, \phi)} (\bar{\rho}(1) - \rho^{(0)}(z', \theta, \phi)) dz' + \frac{\partial \varphi'(1)}{\partial x_R} \right], \quad (20)$$

имеющее совершенно ясный физический смысл. Из него также следует способ введения нормального поля, согласующийся с механическим условием (9). Условие  $x_R = 1$  означает гидродинамически уравновешенный радиус планеты, который является уровнем плавления плотностных неоднородностей в периферической части планеты (рис. 2). Введение таких терминов, как литосфера или земная кора, не имеет физического смысла, они могут содержать только некие хорошо установленные структурные ограничения плотностных неоднородностей.

Из (19) и (20) следует определение аномального гравитационного поля и его "источников"

$$g - \gamma_0 = \epsilon \left[ -X(\theta, \phi) \frac{2}{x_R} \frac{\partial \bar{\varphi}(1)}{\partial x_R} + \frac{\partial \varphi'(1)}{\partial x_R} - 3 \frac{\sigma'_{RR}}{\gamma_0} \right],$$

$$\gamma_0 = \frac{\partial \bar{\varphi}(1)}{\partial x_R}. \quad (21)$$

Как уже отмечалось, при отсутствии современных тектонических движений  $\sigma'_{RR} = 0$  получаем очевидный способ выделения аномального поля, связанного с неоднородностями в мантии.

Из приведенного выше общего анализа следует, что источники глубинных гравитационных аномалий являются одновременно источниками движения, которые непрерывно переходят в деформации периферической части планеты, определение которых является насущной задачей современной геодинамики.

Ответ на четвертый вопрос, поставленный вначале, следует также из общего рассмотрения. Изучение тектоники и геологического строения планеты приводит нас к определенному пониманию структурообразования в периферической оболочке, что является граничными условиями для решения механических задач. К этому следует добавить восстановление характера тектонических движений, их амплитуды и временных интервалов, а также количественные результаты, представляемые нам неотектоникой.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1979. 248 с.
2. Буллен К.Е. Плотность Земли. М.: Мир, 1978. 442 с.
3. Жарков В.Н., Калинин В.А. Уравнение состояния твердых тел при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1968. 198 с.
4. Каргвелишвили К.М. Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли. М.: Наука, 1982. 95 с.
5. Мясников В.П., Фадеев В.Е. Модели эволюции Земли и планет земной группы. М.: ВИНТИ, 1980. 232 с.
6. Мясников В.П., Фадеев В.Е. Гравимеханические обратные задачи и изостазия. — Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 2, с. 309–313.
7. Пеллинен Л.П. Высшая геодезия. М.: Недра, 1978. 204 с.
8. Тальвани М., Ле Пишон К. Гравитационное поле под Атлантическим океаном. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 290–300.
9. Anderson R.N., McKenzie D.P., Sclater J.G. Gravity, bathymetry and convection in the Earth. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 18, N 2, p. 391–407.
10. Arkanî-Hamed J. Lateral variations of density in the mantle. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1970, vol. 20, N 5, p. 431–457.
11. Bolt M.H.P. Mantle transition zone as possible source of global gravity anomalies. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, vol. 11, N 1, p. 1112–1125.
12. Hide R., Horai K.I. On the topography of the core-mantle interface. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1968, vol. 1, N 2, p. 150–164.
13. Kaula W.M. Elastic models of the mantle corresponding to variations in the external gravity field. — J. Geophys. Res., 1963, vol. 68, N 7, p. 4967–4978.
14. Kaula W.M. A tectonic classification of the main features of the Earth's gravitational field. — J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 20, p. 4807–4826.
15. Khan M.A. Depth of sources of gravity anomalies. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1977, vol. 48, N 2, p. 197–209.
16. Lerch F.J., Klosko S.M., Laubscher R.E., Wagner C.A. Gravity model improvement using Geos-3. — J. Geophys. Res. B, 1979, vol. 84, N 8, p. 3897–3916.
17. Takeuchi H., Yamashina K. What is a standart gravity? — J. Phys. Earth, 1973, vol. 21, N 1, p. 19–26.

## ТЕКТОНИКА И ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Проблема образования тектонических структур поверхностных частей Земли и возможность продолжения их на глубины, недоступные для непосредственных наблюдений, существует давно. Геологи, создавая тектонические карты, отражают на них сложнейшие механические движения, распространенные нерегулярно как по поверхности планеты, так и во времени. Геологические наблюдения дают нам информацию о результатах прежде всего глубинных процессов, и по этим следствиям необходимо восстановить причину, т.е. решить обратную задачу.

Развитие наших взглядов на причину тектонической деятельности во многом определяют наблюдаемые факты. Однако внутренние и периферические части планеты генетически связаны, и познание одних увеличивает наши знания о других.

В последнее время все более острым стоит вопрос об эволюционных особенностях периферической части Земли и их связи с процессами в мантии [9]. Большое значение в решении этого вопроса имеет как улучшение экспериментальной базы геофизических исследований, так и расширение наших модельных представлений при геологической интерпретации наблюдаемого материала. Геофизики часто проводят интерпретацию с точки зрения некоторых устоявшихся взглядов о типичной геолого-геофизической структуре, а геологи в дальнейшем выполняют свои построения или классификации на базе этого материала. Иными словами, происходит не только взаимное развитие модельной базы, но и часто взаимное объединение ее.

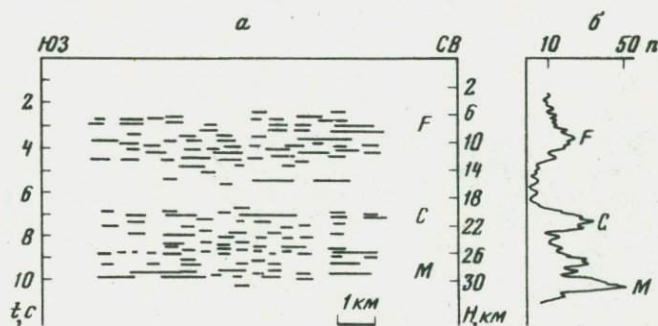
Пока еще не решены вопросы, связанные с терминологией [5], отражающей наше понимание роли и места термина при определении структуры периферической оболочки планеты. Это влечет за собой отсутствие четкого понимания связи структур образования с процессами в мантии. Прежде всего это относится к термину "земная кора", возникшему на базе небулярной гипотезы Канта—Лапласа и относящемуся к той части периферической оболочки, которая расположена выше сейсмической границы Мохоровичича (М). Когда стало понятно, что под корой нет расплавленного вещества, но может существовать частично расплавленная зона — астеносфера, появился термин "литосфера", имеющий в основе своей механический смысл. Чем же обогатило тектонические построения введение терминов "астеносфера", а вместо "коры" — "литосфера", оставив за ней роль коры в механическом смысле, а кору связав с границей М. Увеличение мощности более твердой земной коры за счет ее переименования в литосферу расширило несколько область тектонических движений, оставив место, как и прежде, подкоровым (сейчас астеносферным) движениям (течениям). В данном модельном представлении очень важно существование планетарного астеносферного слоя [4]. Однако если раньше подкоровые течения создавали тектонические структуры во всей коре, то в настоящее время модель литосфера—астеносфера не углубила нашего понимания того, каким образом мы должны связывать поверхностные тектонические структуры

с литосферой или продолжать их до астеносферы. Создалась ситуация, когда мы можем с некоторой степенью достоверности говорить о тектонических структурах земной коры, но не тектонических структурах литосферы, т.е. развития модельной базы тектоники не произошло. В настоящее время ситуация усложняется тем, что термин "литосфера" становится неопределенным, так как все большее количество геофизических данных не обнаруживает астеносферного слоя в различных областях Земли [1].

Основной материал для создания модельных представлений глубинной тектоники доставляют сейсмические методы исследований и, как уже отмечалось, сами от них зависят.

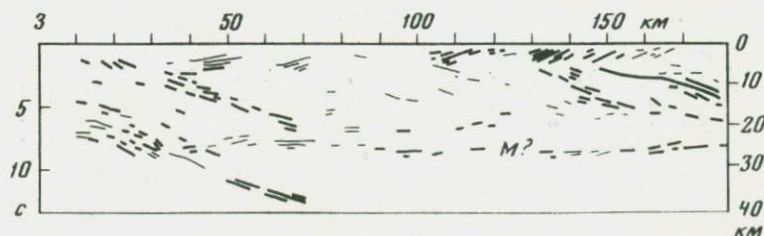
Не углубляясь в методические проблемы сейсмических методов глубинных исследований, которые ясно изложены в работе [6], отметим, что даже устоявшееся двух-трехслойное строение коры ставится под сомнение [6, 8, 10]. К настоящему времени геологи не пришли к единому мнению о смене состава и характере перехода от мантии к "базальтовому" и "гранитному" слоям [2, 7, 8], а между тем само существование таких слоев ставится под сомнение [6, 10, 12]. Выделяя те или иные слои, оболочки, сферы и т.п., необходимо четко указывать их физический оправданный механизм образования и возможную роль в тектогенезе.

Разделение коры на условно "базальтовый" и "гранитный" слои восходит к временам Ч. Дарвина (1844 г.), который при наблюдении дифференциации тяжелых кристаллов в лавовых потоках и скопления базальтовых даек в некоторых зонах гранитов сделал заключение, что базальтовый

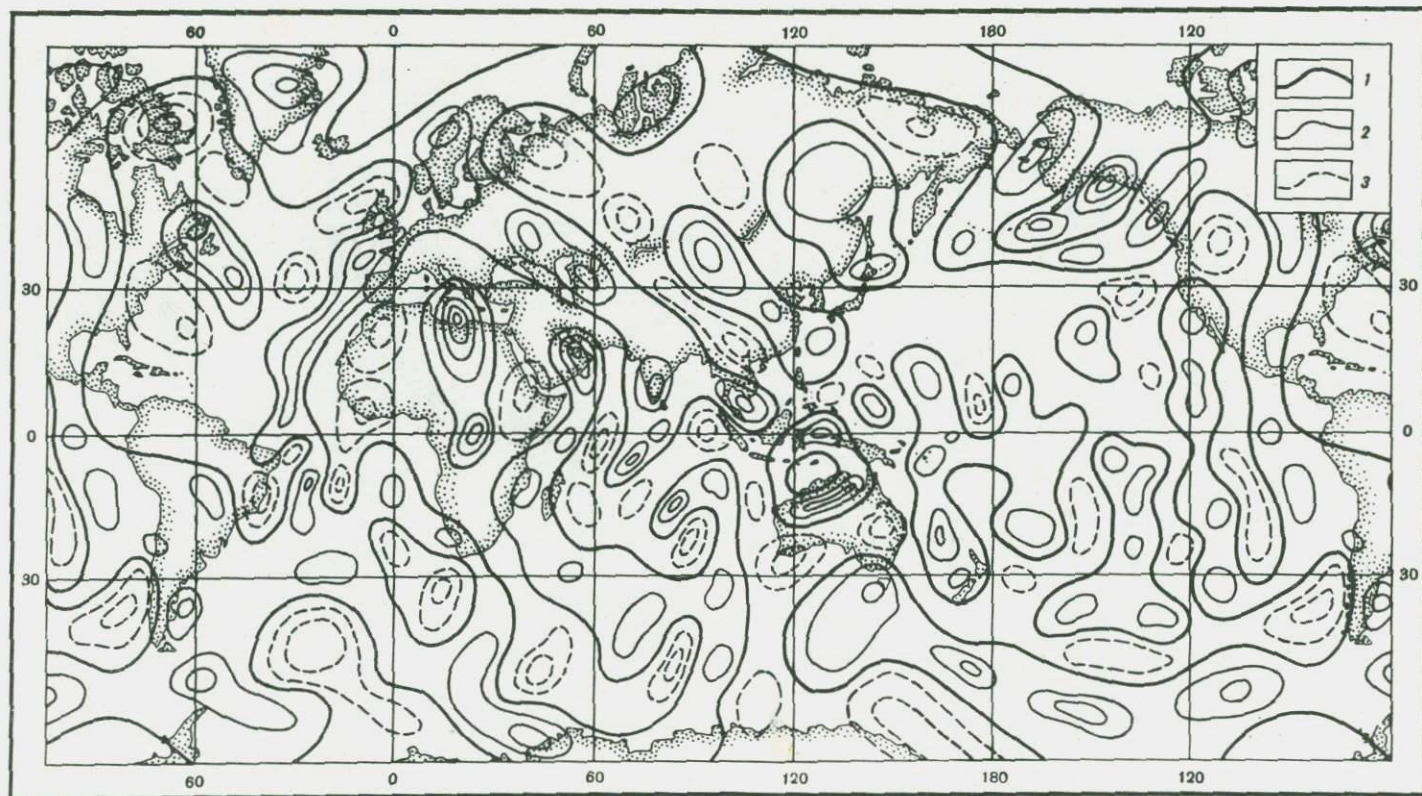


Р и с. 1. Профиль с отражающими площадками земной коры в районе Баварских моласс (а) и гистограмма распределения отражающих площадок (б) [11]

F, C, M — обозначения возможных разделов Форча, Конрада, Мохоровичича



Р и с. 2. Сейсмический профиль, полученный по методу отраженных волн [13]



Р и с. 3. Аномалии глобального гравитационного поля по 13–22 гармоникам без влияния изостатически скомпенсированной коры [12]  
 1 – нулевые; 2 – положительные; 3 – отрицательные

субстрат подстилает гранитную оболочку. Таким образом, им был предложен, кроме структурной связи, механизм химического разделения. Безусловно, с тех пор понимание процессов физико-химического превращения пород значительно продвинулось, но не всегда при построении той или другой модели тектогенеза предлагается механизм, который привел к изучаемому распределению пород и образованию из них часто сложнейших пространственных структур.

По этой причине, как нам кажется, часто для иллюстрации глубинного строения приводятся колонки распределения скоростей сейсмических волн, привязанные к установившимся представлениям о типичных континентальных, океанических и других корах. По этой же причине проводится огромная работа по корреляции толщин коровых слоев друг с другом или с глубинами их заложения в планетарном масштабе, хотя есть очевидные доказательства резкого изменения этих параметров на коротком расстоянии. В то же время при тектоническом районировании принимается во внимание толщина коры и соотношение ее слоев, хотя в некоторых районах раздел М не обнаруживается [2, 10, 12], а характеристика всей литосферы не используется.

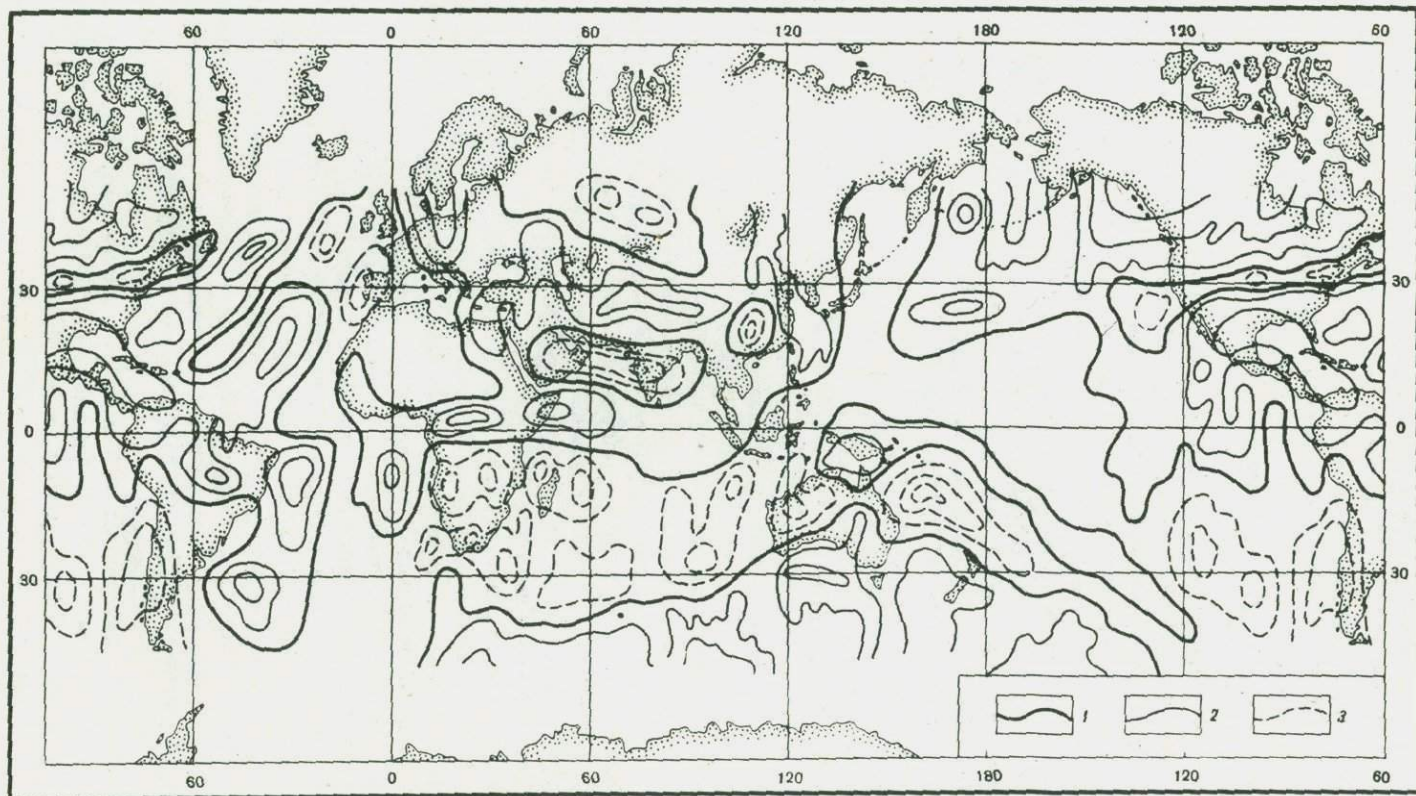
Попытки вовлечения всей литосферы при создании тектонических моделей с образованием орогенных структур типа крупных надвигов проводятся учеными ГИН АН СССР [9], которые на обширном фактическом материале обосновывают предлагаемую модель.

Развитие данной модели для геофизиков встречает определенные трудности чисто методического характера. Можно отметить, что только в Альпийской зоне складчатости (тело Иври) [3, 6] и Крыму [6] есть подтверждение возможности внедрения крупных мантийных тел в кору.

С этой точки зрения интересны геофизические работы методом отраженных волн. Волновая картина, полученная этим методом, отражает более тонкие особенности строения земной коры. Так, работы, проведенные в ФРГ [10], указывают на то, что границ первого рода (резкая смена упругих свойств) не наблюдается (рис. 1). Построение гистограммы плотности отражающих площадок указывает на наличие зон перехода по глубине, но они не прослеживаются непрерывно вдоль профиля. В последнее время вновь повысился интерес к информации, получаемой отражательной сейсмикой. Количественное улучшение методических и аппаратных возможностей позволило получить материалы в районах с более сложной тектоникой развития каледонид Британских островов [12]. На рис. 2 представлен один из профилей, который иллюстрирует сложное соотношение структур с наличием зон надвигов, простирающихся ниже возможной границы М. Аналогичные структурные соотношения получены в Аппалачах. Можно надеяться, что улучшение методики исследований и увеличение глубинности представят нам материал, который поможет развить представления об участии литосферных пород в образовании тектонических структур [9].

Однако решение вопроса о возможном структурообразовании в литосфере не может быть решен без привлечения общих представлений о характере движений глобального масштаба.

С этой точки зрения тектонические модельные представления теснейшим образом связаны со структурой поля скоростей в глубинах Зем-



Р и с. 4. Аномалии глобального магнитного поля по спутниковым данным (изолинии проведены через 4 гаммы) [14]  
 1 – изменение поля в пределах  $0 \pm 2$  гамм; 2 – положительные аномалии; 3 – отрицательные аномалии

ли. Выше нами было показано (см. ст. А.В. Каракина и др. в наст. сб.), что если принять, чему есть много фактов, точку зрения о плотностной неоднородности Земли, то возникают нерегулярные поля течений, связанные с различной плавучестью неоднородностей, формирующих поверхностный пограничный слой, или периферическую оболочку, Земли. Именно эти движения выносят к поверхности нагретое вещество, которое в локальных зонах может плавиться. Такой эффект связан прежде всего с тем, что скорости выноса вещества больше скоростей кондуктивного остывания. Для выяснения взаимодействия глубинных течений с движениями и деформациями периферической оболочки необходимо привлечение методов моделирования на ЭВМ, которые требуют математического описания глубинных процессов. Разрабатываемые в лаборатории математической геологии ГИН АН СССР методы моделирования тектонических процессов позволяют расширить модельную базу тектоники с использованием геофизического материала.

О сложных взаимоотношениях глубинных неоднородностей и вызываемых ими деформаций в периферической оболочке свидетельствует следующий наблюдаемый факт. На рис. 3 представлено глобальное гравитационное поле, определяемое 13–22 гармониками без учета влияния изостатически компенсированной коры [11].

Представленные аномалии в некотором смысле отражают характер распределения неоднородностей. Трудно ожидать, что течения в мантии, порождаемые ими, вызовут непростую картину деформаций периферической оболочки и, следовательно, тектонических структур. Это ясно из простого сопоставления основных типов структур с представленным полем.

Аналогичную качественную картину, подтверждающую факт глубинной неоднородности периферической оболочки, мы видим на карте аномалий магнитного поля [13]. На рис. 4 картина аномалий магнитного поля в некоторых областях согласуется с гравитационным полем. Однако трудно ожидать их полного согласия, так как магнитное поле отражает сформировавшуюся структуру и петрологию периферической оболочки, а гравитационное — динамический аспект глубинных неоднородностей.

Таким образом, в настоящее время существенной становится проблема взаимного согласования тектонических, геофизических и механических моделей структурообразования и процессов тектогенеза.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А.С., Ваньян Л.Л., Бердичевский М.Н. и др. Схема астеносферных зон Советского Союза. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 790–793.
2. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
3. Беляевский Н.А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. М.: Недра, 1981. 432 с.
4. Верхняя мантия Земли. М.: Мир, 1964. 422 с.
5. Внутреннее строение Земли. М.: Изд-во иностр. лит., 1949. 417 с.
6. Павленкова Н.И. Волновые поля и модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1973. 217 с.
7. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
8. Соллогуб В.Б. Земная кора Украины. — Геофиз. журн., 1982, № 4, с. 3–25.
9. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 228 с.

10. *Dohr G., Fuchs K.* Statistical evaluation of deep crustal reflections in Germany. – *Geophysics*, 1967, vol. 32, N 6, p. 951–967.
11. *Lerch F.J., Klosko S.M., Lubsher R.E., Wagner C.A.* Gravity model improvement using Geos-3. – *J. Geophys. Res.* B, 1979, vol. 84, N 8, p. 3897–3916.
12. *Mattews D.H.* Deep seismic profiling round Britain. – *Terra cognita*, 1982/1983, vol. 3, N 1, p. 7–11.
13. *Regan R.D., Cain J.C., Davis W.M.* A global magnetic anomaly map. – *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, N 5, p. 794–802.

УДК 551.242.31 (479)

Ш.А. АДАМИЯ

## МЕХАНИЗМ И ГЕОДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ АЛЬПИЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ КАВКАЗА

### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПО ТИПУ СКЛАДЧАТОСТИ

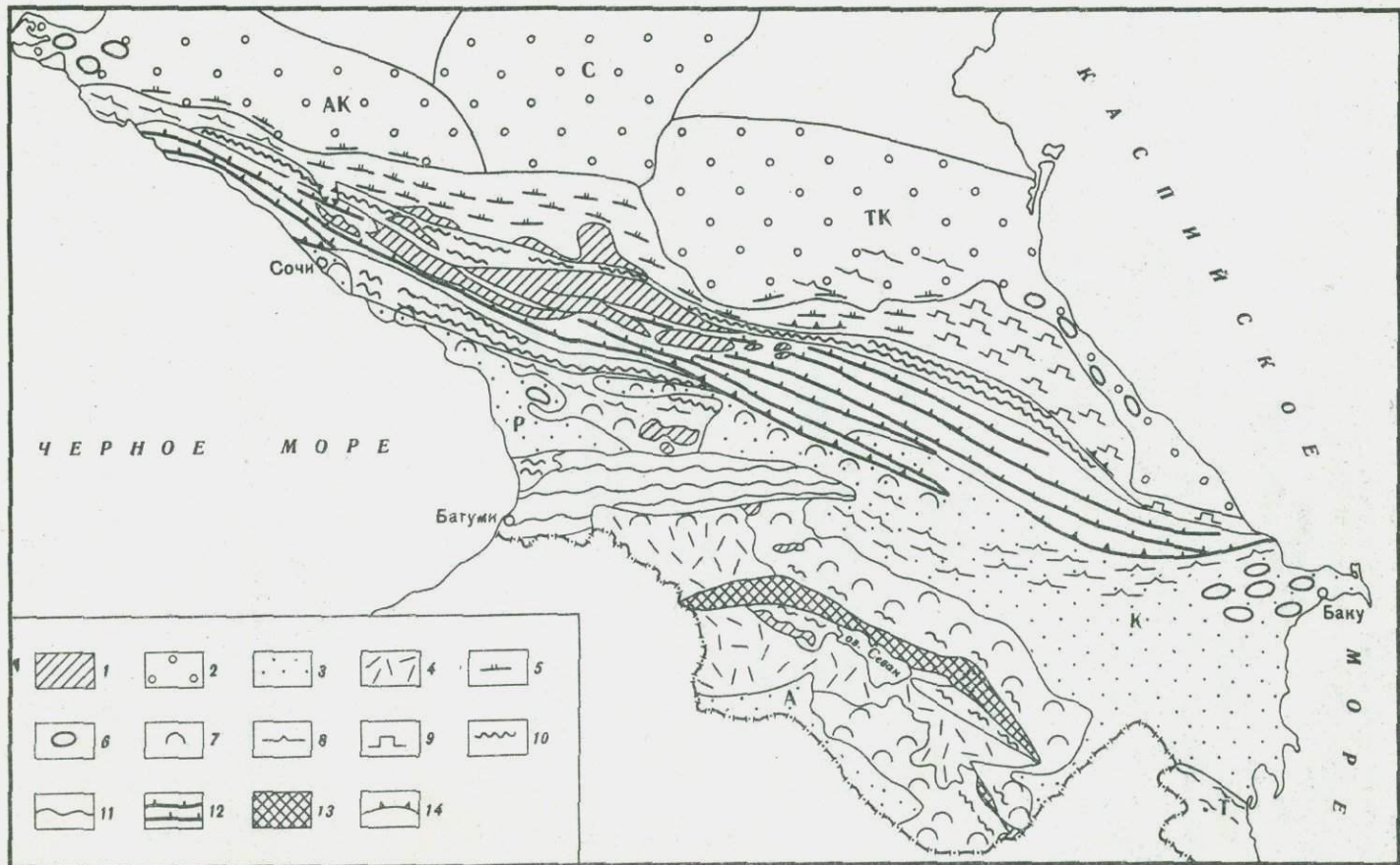
На территории Кавказа можно выделить две тектонические единицы высшего порядка: Предкавказскую (Скифскую) молодую платформу на севере и альпийский складчатый пояс, охватывающий южную его часть. Между ними отмечается постепенный переход — южный край молодой платформы вовлечен в альпийский тектогенез, и граница проводится условно.

В альпийском Кавказе выделяется ряд тектонических зон, отличающихся друг от друга характером складчатых и разрывных деформаций, формационным составом осадочных и магматических пород, историей геологического развития.

Попытки районирования Кавказа по характеру тектонических деформаций имеют давнюю историю. основополагающими в этом отношении являются хорошо известные работы В.П. Ренгартена и А.И. Джанелидзе, выделивших на Кавказе интенсивно- и слабоскладчатые зоны. Районирование Кавказа на основе типа складчатости получило дальнейшее развитие в работах И.В. Кирилловой и А.А. Сорского [1], В.Н. Шолпо [2] и др. Однако при этом учитывался лишь тип деформаций складчатого чехла, преимущественно альпийского, но не характер деформаций фундамента, специальные структурные исследования которого проведены лишь за пос-

Р и с. 1. Районирование Кавказа по типу складчатости

1 — выступы доальпийского гранитно-метаморфического фундамента; 2 — слабо деформированные и недеформированные позднеальпийские молассы на молодой платформе Предкавказья (АК — Азово-Кубанский прогиб, С — Ставропольский свод, ТК — Терско-Каспийский прогиб); 3 — слабо деформированные и недеформированные позднеальпийские молассы межгорных впадин (Р — Рионская, К — Куринская и А — Араксинская впадины); 4 — слабо деформированные и недеформированные неоген-четвертичные континентальные вулканиты (преимущественно лавы); 5–9 — зоны германотипной складчатости: 5 — моноклинали, осложненные флексурами, 6 — купола, мульды, 7 — брахискладки, складки промежуточного типа, 8 — гребневидные складки, 9 — коробчатые складки; 10–13 — зоны альпийотипной складчатости: 10, 11 — линейные непротяженные (10) и протяженные (11) складки; 12 — субизоклинальные складки, чешуйчатые надвиги; 13 — офиолитовый шов с тектоническими покровами, меланжем; 14 — краевые надвиги



ледние годы. Фундамент Кавказа характеризуется крайне сложной тектоникой. В нем развита интенсивная складчатость, часты пологие надвиги и шарьяжи, возраст которых в основном доальпийский, и они не являются предметом настоящей статьи. В течение альпийского тектогенеза фундамент Кавказа не оставался пассивным — сминался в складки совместно с альпийским чехлом.

Данные, полученные за последние годы по тектонике Кавказа, позволяют предложить уточненную схему районирования этого региона по типу складчатых и разрывных деформаций (рис. 1). Можно выделить два основных типа структурно-формационных элементов: квазиplatformенный и геосинклинальный. Первый характеризуется слабой (германотипной, прерывистой) складчатостью осадков, крутыми разломами. Для второго характерны интенсивная (альпинотипная, полная) складчатость пород и развитие чешуйчатых взбросо-надвигов и шарьяжей.

Германотипная складчатость на Кавказе обычно приурочена к альпийскому чехлу относительно стабильных (жестких) тектонических зон. Это южный край молодой платформы Предкавказья, Закавказский срединный массив и малокавказская часть Иранской квазиplatformенной области, где обычно развиты купола, мульды, брахискладки, гребневидные узкие антиклиналы и широкие плоские синклиналы, коробчатые складки, моноклиналы, осложненные флексурами, и крутые разломы (часть передовых и межгорных молассовых прогибов и вулканическое нагорье, Лабино-Малкинская зона и северные части Известнякового Дагестана и Абино-Гунайской зоны, Грузинская и Артвино-Болнисская глыбы, Локско-Карабахско-Кафанская зона, часть Бреван-Ордубадской зоны).

Интенсивная линейная геосинклинальная складчатость отмечается в зонах Главного хребта и южного склона Большого Кавказа, а также в Малокавказской (Севанско-Зангезурской) шовной офиолитовой зоне. Для первой характерно развитие протяженных линейных сильно сжатых субизоклинальных, часто опрокинутых либо наклоненных на юг складок, разбитых многочисленными взбросо-надвигами на множество тектонических чешуй, перемещенных с севера на юг. Горизонтальная амплитуда перемещения отдельных чешуй не превышает первых километров, несколько увеличиваясь в крайне южной части зоны южного склона на ее границе с Закавказским срединным массивом.

Для офиолитовой шовной зоны Малого Кавказа характерно развитие тектонического меланжа, офиолитовых покровных структур (с перемещением преимущественно на юг) и сжатых линейных складок в неавтохтонном комплексе.

К зонам альпинотипной складчатости можно отнести также Аджаро-Триалетскую и Тальшскую зоны Закавказья, однако интенсивность складчатости пород в этих зонах существенно уступает степени смятия пород зон альпинотипной складчатости Большого Кавказа и Малокавказского офиолитового пояса.

Переходы от зон альпинотипной к зонам германотипной складчатости обычно постепенные, и на их границе выделяются складки промежуточного типа (зона Передового хребта, южная часть Гагра-Джавской зоны, известняковая зона Абхазии, южный край Локско-Карабахской зоны и др.).

Проблема складкообразования все еще остается одной из наиболее актуальных и дискуссионных вообще и в отношении тектонических деформаций Кавказа в частности. А.И. Джанелидзе [3] и его ученики в качестве основного действующего фактора происхождения складчатости альпийского чехла Кавказа обычно принимали горизонтально направленные силы, приложенные к этим лабильным зонам земной коры извне и образованные в результате сближения ограничивающих их с юга и севера жестких (стабильных) блоков земной коры.

В отличие от концепции горизонтального сжатия для объяснения складчатости альпийского чехла Кавказа была предложена и в дальнейшем подробно разработана модель, в которой ведущими в формировании складчатости принимаются вертикальные силы и движения [4–8; и др.].

Детально были исследованы альпийские структуры мегантиклинория Большого Кавказа, для объяснения полной складчатости осадочного чехла которого была предложена модель "глубинного диапира" [2, 5, 6, 8; и др.], а также в качестве примера Аджаро-Триалетская складчатая зона, формирование складчатости в мел-палеогеновых осадках которой объясняется действием вертикальных колебательных движений отдельных блоков земной коры, вытянутых вдоль зоны, процессом нагнетания материала и т.д. [4].

Возможность объяснения складчатости пород мегантиклинория Большого Кавказа горизонтальными силами отрицается на основании трех аргументов [2].

1. Наблюдающаяся картина распределения типов складчатых деформаций, когда наибольшая интенсивность последних приурочена к осевой зоне, а их постепенное ослабление — к периферии, исключает всякие возможности искать причину формирования структур в любых вариантах внешнего горизонтального сжатия.

2. В то время, как в осевой зоне мегантиклинория формируется поднятие и происходит деформация осадочных толщ, в соседних зонах продолжается прогибание и осадконакопление, что также не дает возможности связывать формирование складчатости осевой зоны с внешним горизонтальным давлением.

3. Осадочные толщ не способны передавать боковое давление на сколько-нибудь значительное расстояние, превышающее первые километры.

К критическому разбору приведенных аргументов с точки зрения их соответствия фактическим данным по мегантиклинорию Большого Кавказа я вернусь после рассмотрения основных положений "глубинного диапиризма", предложенного в качестве единственного пути решения проблемы формирования складчатости в рассматриваемом регионе.

Суть глубинного диапиризма применительно к Большому Кавказу заключается в следующем.

1. В глубинах осевой зоны интрагеосинклинали Большого Кавказа в конце средней юры происходило мощное разогревание массы пород, слагавшей нижнюю часть геосинклинального разреза, т.е. образование огромного гранитно-метаморфического диапира — более легкого разуплотненного материала [7].

2. Как и в обычных соляных или глинистых диапирах, в глубинном диапире внедрение более легкого разуплотненного материала в вышележащие более плотные толщи пород происходило путем его отжимания из депрессионных структур в осевое поднятие и нагнетания в сравнительно узкое пространство канала. В процессе роста ядро глубинного диапира оказывало боковое давление на окружающие его толщи, что в свою очередь приводило к формированию складчатости продольного изгиба за пределами ядра диапира [2].

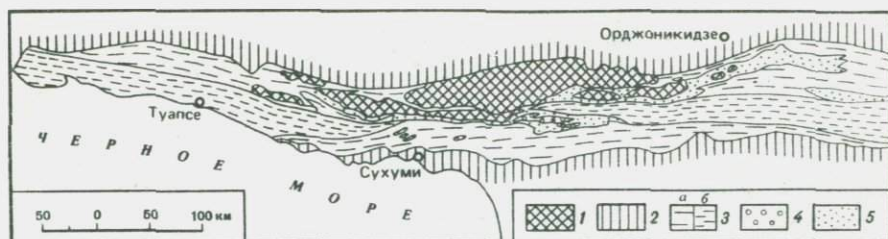
3. Материалом глубинного диапира, претерпевшим разуплотнение в низах разреза, выжимание из соседних депрессионных структур и внедрение в каналы диапира, служили отложения дизской серии Сванетии (средний палеозой—триас), а также нижнего и среднего лейаса зон Главного хребта и южного склона Большого Кавказа (рис. 2). Они обладали достаточной пластичностью из-за перечисленных ниже свойств [2]: а) в их составе преобладают глинистые породы; б) первичным материалом аспидных сланцев были монтмориллонитовые, а не гидрослюдистые глины; в) преобразование монтмориллонит—гидрослюда—пиррофиллит сопровождается большой потерей воды, которая из связанного состояния переходит в свободное межзерновое и приводит к значительному разуплотнению материала.

Допустим, что толщи палеозоя, триаса, нижнего и среднего лейаса рассматриваемого района в действительности обладают перечисленными выше свойствами, и проанализируем количественную сторону предложенной модели "глубинного диапира" — насколько она способна объяснить наблюдающуюся деформацию пород. Для этого рассмотрим профиль, проходящий по ущелью р. Ингури и ее верховьям, построенный В.Н. Шолпо [2] в качестве одного из основных для объяснений складчатости южного склона механизмом глубинного диапиризма (рис. 3а). На рисунке видно, что после снятия "глубинного диапира" и внесения 10% поправки на "растяжение и удлинение" слоев существенная часть деформаций все же остается. Следовательно, "глубинный диапир" в случае рассмотренного профиля не в состоянии объяснить образование тех деформаций, для которых он был предложен. Аналогичный результат получается и для других профилей антиклинория Верхней Сванетии.

Для более восточных частей мегантиклинория Большого Кавказа эффект "глубинного диапира" можно рассмотреть по профилю, составленному вдоль Военно-Грузинской дороги, пересекающему вкrest простирания всю зону альпийской складчатости. Здесь материалом "глубинного диапира" считаются отложения нижнего и среднего лейаса и гранитоиды Дарьяльского массива [2]. Из рассмотрения профиля (рис. 3б) нетрудно убедиться, что и в данном случае после удаления "глубинного диапира" и внесения поправки на "растяжение и удлинение" деформации все же остаются.

По модели "глубинного диапира" не объясняются деформации районов, где не обнажаются дизская серия и отложения нижнего и среднего лейаса (см. рис. 2). Несмотря на отсутствие этих отложений, степень складчатости пород не уменьшается. Все это указывает на то, что механизм "глубинного диапира" не объясняет в случае мегантиклинория Большого Кавказа образование тех деформаций, для которых он был предложен.

Действительно ли дизская серия, нижний и средний лейас зоны альпийско-



Р и с. 2. Мегантиклинорий Большого Кавказа

1 — доальпийский фундамент; 2 — зоны германотипной и промежуточной складчатости; 3 — зона альпийской ранне- (а) и позднеальпийской (б) складчатости; 4, 5 — "глубинный диапир": 4 — дизская серия Сванетии (средний палеозой—триас), 5 — нижний и средний лейас (синемюр—плинсбах)

типной складчатости Большого Кавказа обладают свойствами, необходимыми для "глубинного диапира"?

В настоящее время литология дизской серии изучена довольно подробно. Хорошо известно, что глинистые породы составляют едва ли более 25–30% разреза, распределены неравномерно в виде прослоев, пачек и толщ среди песчаников, гравелитов, конгломератов, силицитов и мраморизованных известняков. В составе нижнего лейаса, представляющего собой базальную формацию трансгрессивной серии осадков, пелитолиты (глинистые сланцы) составляют лишь 10–15% пород, остальные 85–90% представлены песчаниками, гравелитами, конгломератами, кварцитами, мраморизованными известняками и вулканитами. Пелитолиты преобладают лишь в самой верхней части "глубинного диапира", слагая ацгарскую, циклаурскую и другие свиты среднего–верхнего плинсбаха. Да и в них широко развиты лавы и дайки ранне-среднеюрских базальтов и диабазов, нередко составляющих более 30% всей толщи. На долю плинсбаха в "глубинном диапире" приходится не более 15–20%, а глинистые породы в целом составляют около 20–30%.

Литологическими исследованиями [9] было убедительно показано, что исходные пелитовые осадки раннеюрской геосинклинали Большого Кавказа состояли из гидрослюд, и химический состав пелитолитов соответствует гидрослюдам, а не монтмориллониту.

Метаморфизм пород дизской серии до фаций глинистых сланцев — зеленых сланцев произошел не в конце средней юры, а значительно раньше, по крайней мере до начала юры, на что указывает наличие метаморфизованных и рассланцованных обломков пород этой серии в конгломератах базальной пачки лейаса.

Таким образом, ни породы дизской серии, ни отложения нижнего и среднего лейаса и тем более гранитоиды Дарьяльского массива не обладают свойствами, необходимыми для "глубинного диапира".

Отложения нижнего и среднего лейаса обнажаются по обе стороны Сванетского антиклинория — канала "глубинного диапира", выступая из-под более молодых юрских отложений в периклинали восточного флишевого синклинория (ущелье р. Накры) и в бассейне р. Кодори, к югу от антиклинория. Следовательно, нет оснований говорить об "отжимании" этих отложений в сторону "канала" — антиклинория.

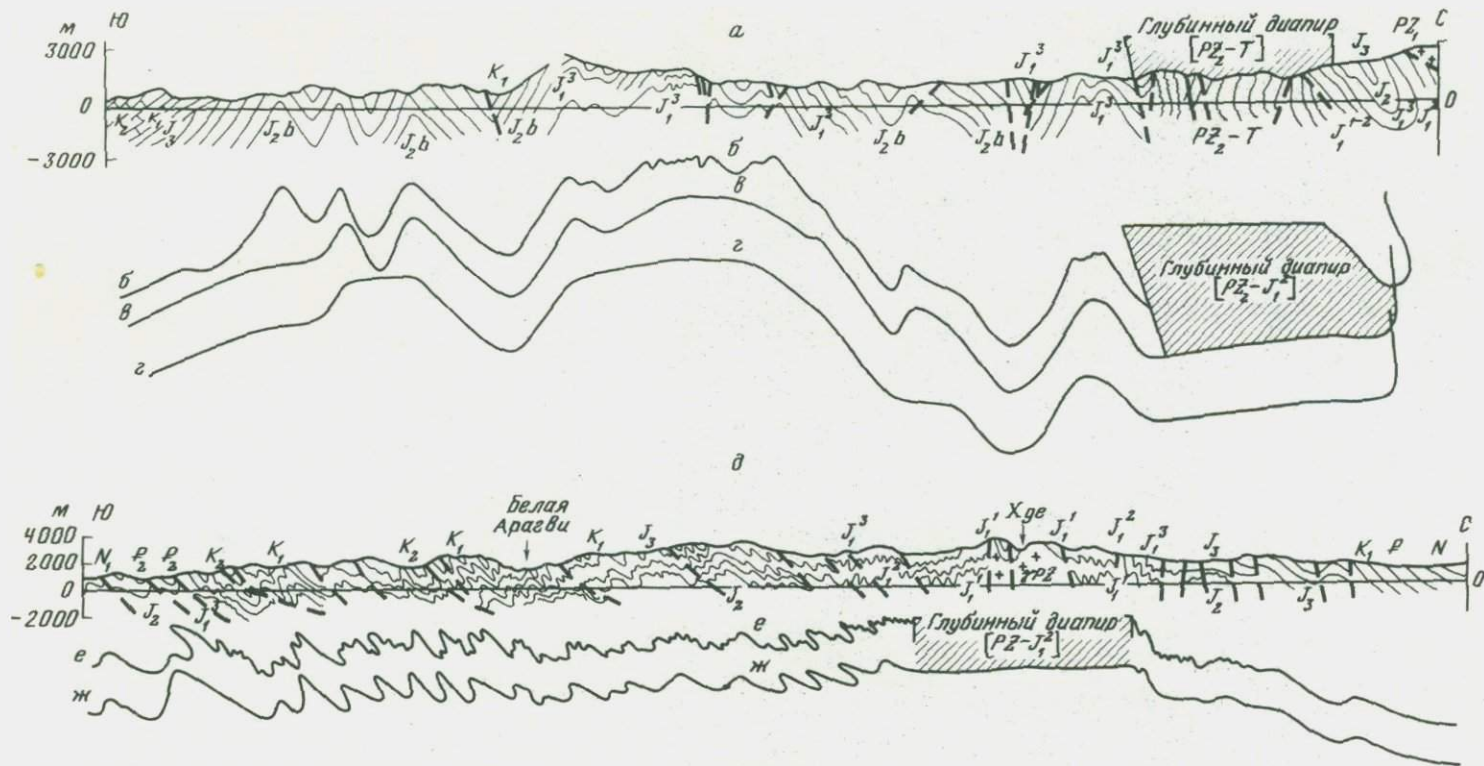


Рис. 3. Профили

*а* – через Сванетский антиклинорий (по [2] с упрощениями), дополненный до зоны германотипной складчатости по материалам С.И. Кулошвили и В.Н. Швелидзе; *б* – степень деформации пород по данному профилю; *в* – то же после снятия "глубинного диапира"; *г* – то же после поправки на "растяжение и удлинение" при деформации; *д* – профиль вдоль Военно-Грузинской дороги; *е* – степень деформации пород по данному профилю; *ж* – то же после снятия "глубинного диапира" и поправки на "растяжение и удлинение"

Необходимо обратить внимание еще на то важное обстоятельство, что в случае "глубинного диапира" масса разуплотненных пород должна внедряться в вышележащие более легкие отложения по разрывам, в противном случае не будет получен должный эффект деформации. Следовательно, дизская серия, нижний и средний лейас повсеместно должны иметь сорванный, дискордантный контакт с деформированными ими отложениями. На самом же деле граница между средним и верхним лейасом, как правило, стратиграфическая, с постепенным переходом.

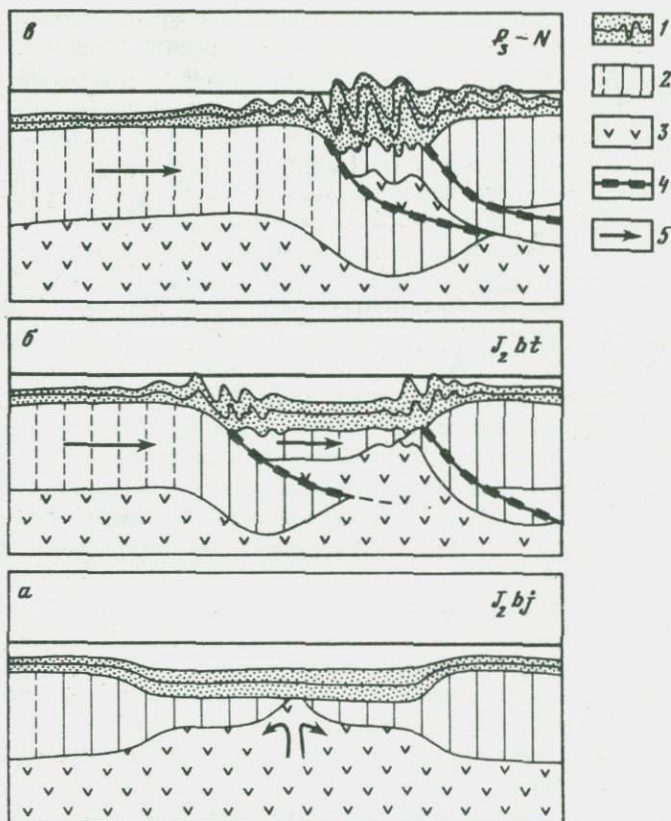
Таким образом, попытка объяснить альпийскую складчатость мегантиклинория Большого Кавказа посредством "глубинного диапира" оказалась неудачной, как и другие механизмы, постулирующие ведущую роль в этом процессе внутренних, вертикально направленных сил и движений.

Уже с самых ранних исследований стало ясно, что складчатость альпийского цикла в зоне южного склона проявилась вначале вдоль ее южной и северной периферических зон, позже охватила центральную часть (см. рис. 2). Первой фазой складкообразования, приведшей к существенным деформациям пород этой зоны, была батская (предпозднеюрская). Она, согласно И.Р. Кахадзе [10], вызвала приращение южной периферической части геосинклинали южного склона к жесткой Грузинской глыбе. Батская складчатость, как известно, интенсивно проявилась и вдоль северной периферии зоны южного склона, что отмечено несогласием между отложениями средней и верхней юры [11; и др.] и резкой сменой геосинклинальной глинисто-сланцевой (нижняя и средняя юра) формации субплатформенной органогенно (рифогенно)-известняковой и эвапоритовой (верхняя юра). В центральной же части зоны, как известно [10; и др.], верхняя юра представлена флишем. Она согласно следует за глинисто-сланцевой средней юрой, между ними нет несогласия, и весь разрез от юры до эоцена смят в складки лишь в результате позднеальпийских фаз складчатости.

Осадочные породы вполне способны передавать боковое давление на большое расстояние, так как обладают достаточной жесткостью и к тому же подстилаются жестким фундаментом, сминающимся в складки совместно с осадками.

Для изучения возможности формирования складчатой структуры мегантиклинория в условиях тангенциального сжатия Т.В. Гиоргобиани провел эксперимент, в котором "фундамент" и "чехол" совместно подвергались горизонтальному сжатию. Полученные результаты показали принципиальную возможность образования складчатой структуры Большого Кавказа в результате тангенциального сжатия при допущении, что альпийский чехол в процессе складкообразования деформировался совместно с фундаментом [12] и наблюдается в ряде районов Большого Кавказа [13].

Фактические данные о возрастной последовательности и характере альпийских деформаций Большого Кавказа вполне могут быть объяснены горизонтально направленными сжимающими силами, приложенными к данной зоне извне в результате поддвигов Грузинской глыбы под зону южного склона и последнего под зону Главного хребта (рис. 4). В процессе поддвигов происходила деформация фундамента и осадочной покрывки, их скучивание с образованием складчатых и разрывных (взбросы, надвиги) нарушений.

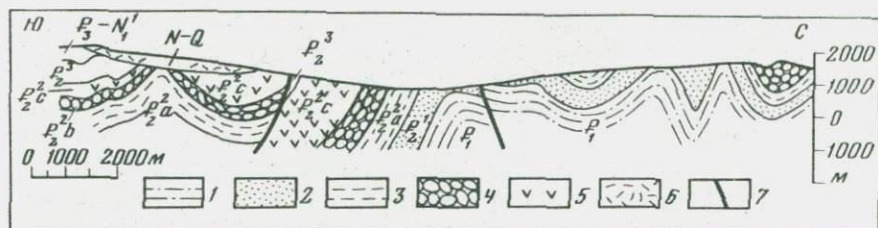


Р и с. 4. Геодинамическая модель альпийской складчатости (а-в) осадков мегантиклинория Большого Кавказа [13]

1 – осадки; 2 – фундамент; 3 – “базальтовый” слой; 4 – поддвижки; 5 – направления движения блоков земной коры

Другой тектонической зоной Кавказа, исследованной с точки зрения механизма складчатости, является Аджаро-Триалетская, расположенная между Грузинской и Артино-Болнисской глыбами Закавказского среднего массива. Для восточной части этой зоны, согласно В.В. Белоусову [4], основной структурой является субширотная протяженная центральная, сундучной формы Боржомская антиклиналь, сформированная вследствие вертикального поднятия жесткого “штампа”, расположенного на глубине почти по всей длине зоны под осадками антиклинали. Все остальные структуры являются второстепенными и образованы в основном путем “нагнетания” пластического материала [4].

Основным признаком, указывающим на глыбовую природу Боржомской антиклинали при ее образовании посредством вертикально поднимающегося “штампа”, должно быть растяжение и утонение слоев на крутых крыльях складки с образованием открытых трещин. Однако исследования, проведенные за последние 15 лет в Аджаро-Триалетии, не выявили признаков тектонического растяжения пород на крутых крыльях анти-



Р и с. 5. Геологический профиль Боржомского района

1, 2 — боржомский флиш; 3 — ликанская свита (преимущественно эцикластика); 4 — делениты квабисhevской свиты (преимущественно лавы); 5 — базальты двирской свиты (лавы, лавобрекчи); 6 — неоген-четвертичные лавы; 7 — разломы

клиналей. Изменения мощности мел-палеогеновых вулканогенно-осадочных толщ, сопровождающиеся фациальными изменениями, являются первичными, не зависящими от складчатых деформаций [14]. Что же касается конкретно Боржомской антиклинали, то на ее крутом южном крыле (рис. 5) мощности вулканитов среднего эоцена достигают максимальных значений, утоняясь с удалением от него (первичное утонение). К тому же сундучная форма складок вовсе не характерна для Аджаро-Триалетской зоны, в частности для ее западной половины. Так что предложенная В.В. Белоусовым модель складчатости не в состоянии объяснить наблюдающиеся в Аджаро-Триалетии деформации пород.

Определения ориентацией осей главных нормальных напряжений, проведенные в пределах Аджаро-Триалетской зоны, показали, что ведущая роль в формировании ее основных структур принадлежит горизонтально направленным сжимающим усилиям [15].

Характерной особенностью Малокавказской зоны альпинотипной складчатости Кавказа, расположенной южнее, является широкое развитие в ней наряду с интенсивными пликативными деформациями офиолитовых покровов и серпентинитового меланжа, что убедительно доказано исследованиями А.Л. Книппера [16], А.В. Пейве [17], М.Г. Ломизе и Д.И. Панова [18], С.Д. Соколова [19], Т.Аб. Гасанова и др. [20]. Массы офиолитовых комплексов перемещались преимущественно на юг из корневой зоны, маркируемой Севанским и несколько смещенным на юго-запад Зангезурским офиолитовыми швами.

Структуры типа шарьяжей издавна отмечались на Большом Кавказе. В крайней южной части еще В.П. Ренгартен [21], Н.Б. Вассоевич [22], Н.Б. Вассоевич и В.Е. Хаин [23] выделили несколько тектонических покровов (Аргунский, Баскальский и другие на Восточном Кавказе). Подобная структура (Воронцовский покров) [24] была установлена и на Западном Кавказе. Покровное строение Кахетинского хребта было подтверждено данными бурения [24–27]. Идея о покровном строении дальнейшее развитие получила в работах П.Д. Гамкрелидзе и И.П. Гамкрелидзе [28 и др.], согласно которым суммарное горизонтальное перемещение покровов Жинвальско-Гомборской подзоны (Восточная Грузия) достигает 50–60 км.

В последние годы тектонические покровы были обнаружены и в других зонах Большого Кавказа: в западной и восточной периферических частях

его северного склона, где пластины, сложенные терригенными и карбонатными породами верхней юры и мела, по пологому надвику перекрывают более молодые отложения мезозоя [29, 30; и др.].

Не решена проблема величины горизонтальных перемещений отмеченных структур Большого Кавказа, а также вопрос правомерности их отнесения к истинным шарьяжам. Еще в работах Е. Фавра и Е. Фурнье, опубликованных в прошлом столетии, было показано, что характерной особенностью южного склона Большого Кавказа является широкое развитие взбросо-надвиговых структур, обусловивших чешуйчатое строение зоны, с надвижением пород с севера на юг. Амплитуда горизонтального перемещения по ним, за исключением самой южной полосы зоны, не превышает, по-видимому, сотен метров — первых километров. В ином случае не наша удовлетворительного объяснения четко наблюдающаяся картина: преимущественно крутое падение разрывов ( $45-75^\circ$ ) и небольшой стратиграфический диапазон тектонически перекрытых по взбросо-надвигам отложений. Лишь в южной периферии зоны, на ее границе с Грузинской глыбой, стратиграфический диапазон перекрытия увеличивается. Однако это явление лишь частично обусловлено тектоническим надвижением — для этой части, в отличие от более северной, характерно трансгрессивное налегание разных по возрасту толщ мел-палеогенового флиша на разновозрастные породы глубоко эродированного складчатого фундамента. Последним в этом участке южного склона служат породы Гагра-Джавской зоны раннеальпийской складчатости (сорская свита тоараленского возраста, порфириновая свита байоса, рифогенные известняки верхней юры, мелководные известняки мела, гранитоиды, кварцевые порфиры и др.). Ширина этой зоны не превышает 20 км, так что тектонически перекрыта лишь ее часть, и горизонтальная амплитуда перекрытия, по-видимому, не должна превышать 5–10 км.

Интересными с точки зрения механизма складчатости представляются зоны новейших плейстоценовых деформаций, приуроченные к северному борту Колхидской межгорной депрессии и к северо-западному побережью Черного моря, к северному борту Куринской впадины (на продолжении Аджаро-Триалетии и до Апшеронского полуострова) и к южному краю Аджаро-Триалетии, у его границы с Джавахетским вулканическим нагорьем, где в гребневидные линейные складки смяты молассовые отложения неогена и нижнего плейстоцена, лавы верхнего плиоцен-плейстоцена. Ни один из способов, постулирующих вертикальные силы и движения, не пригоден для объяснения происхождения этих складок, так как морфологические особенности этих районов исключают возможность деформаций путем гравитационного оползания, не наблюдаются явления "глубинного диапира", нет "покрышки", необходимой для раздавливания — растяжения слоев и др.

#### ГЕОДИНАМИКА АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ КАВКАЗА

Все тектонические зоны Кавказа, несмотря на специфичность их развития, были тесно связаны между собой в течение альпийского цикла тектогенеза. Четко устанавливаются корреляционные связи основных геологических событий, в том числе фаз складчатости. Адыгейская (батская)

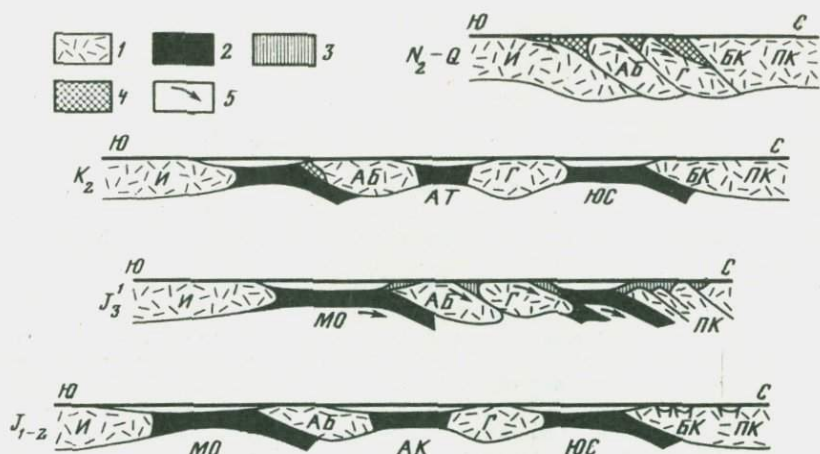


Рис. 6. Геодинамическая модель альпийской складчатости Кавказа

1 – "стабильные" блоки земной коры (И – Иранский, АБ – Артино-Болнисский; Г – Грузинский, БК – Большекавказский, ПК – Предкавказский); 2 – "лабильные" участки земной коры (МО – Малокавказский офиолитовый, АК – Антикавказский, АТ – Аджаро-Триалетский, ЮС – южного склона Большого Кавказа); 3 – зоны раннеальпийской складчатости; 4 – зоны средне- и позднеальпийской складчатости; 5 – направление движения блоков земной коры

фаза складчатости была общей для многих зон региона, вызвав деформации осадков в следующих зонах: Локско-Карабахской, Гагра-Джавской, Главного хребта и северного склона Большого Кавказа. Австрийская и субгерцинская фазы складчатости интенсивно проявились не только в Малокавказской офиолитовой зоне, но и в прилегающих к ней с севера зонах Закавказья – Локско-Карабахской, Артино-Болнисской, южного склона и др. Общей для Кавказа была пиренейская фаза складчатости, с которой связано формирование основных орогенных структур региона. Поэтому для объяснения механизма альпийской складчатости Кавказа целесообразно рассматривать его как единое целое. Представляется крайне бесперспективным искать причины и силы, вызывающие деформации в каждой отдельной зоне.

Палеогеографические и палинпастические реконструкции, основанные на учете характера седиментации мезозойских и кайнозойских бассейнов Кавказа, на материалах палеомагнитных исследований и учете складчатых деформаций, приводят к выводу о значительном латеральном сокращении пространства, занимаемого ими в геологическом прошлом [17, 31]. Сокращение пространства происходило, по-видимому, по региональным поддвиговым структурам, расположенным вдоль северной границы Малокавказской офиолитовой зоны, в центральной полосе Завкавказского срединного массива (Антикавказская геосинклиналь), по северной и южной границам зоны южного склона (рис. 6). В таком понимании зоны альпинотипной складчатости Кавказа можно считать приразломными зонами смятия.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Кириллова И.В., Сорский А.А. О тектоническом районировании Кавказа по типу складчатости. — В кн.: Тр. совещ. по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Баку, 1956, с. 125—132.
2. Шолло В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра 1978. 167 с.
3. Джанелидзе А.И. Проблема Грузинской глыбы. — В кн.: Сообщ. АН ГССР. Тбилиси: Мецниереба, 1942, т. 3, № 1/2, с. 49—58.
4. Белоусов В.В. Складчатость Триалетского хребта. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 110—134.
5. Белоусов В.В. Большой Кавказ как тектоническая лаборатория. — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 9—13.
6. Кириллова И.В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм формирования. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 78—109.
7. Сорский А.А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 9—41.
8. Сорский А.А., Шолло В.Н. История развития и механизм образования коробчатых складок Известнякового Дагестана. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 134—170.
9. Чихрадзе Г.А. Литология ниже- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 203 с.
10. Кахадзе И.Р. Грузия в юрское время. Тбилиси: Мецниереба, 1947, 367 с. (Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Сер. геол.; Т. 3 (8)).
11. Борукаев Ч.Б. О проявлениях покровной тектоники в Туапсинском районе (Северо-Западный Кавказ). — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1964, с. 32—38.
12. Гиоргобiani Т.В. Эксперименты по изучению механизма формирования складчатой структуры Большого Кавказа. — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. "Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии". Новосибирск, 1982, с. 84—86.
13. Адамия Ш.А. Тектоника и геологическая история Абхазии. Тбилиси, 1977. 68 с. (Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Н.С.; Вып. 54).
14. Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1972. 183 с. (Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Н.С.; Вып. 44).
15. Гамкrelidze И.П. Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси, 1976. 226 с. (Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Н.С.; Вып. 52).
16. Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 267).
17. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
18. Ломизе М.Г., Панов Д.И. Об аллохтонных офиолитах Севанской зоны (Малый Кавказ). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, вып. 5, с. 131—132.
19. Соколов С.Д. Олиостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 94 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 296).
20. Гасанов Т.Аб., Гаджиев Г.С., Али-Заде А.С. Строение серпентинитового меланжа бассейна р. Тугхун (Малый Кавказ). — Сов. геология, 1979, № 4, с. 101—109.
21. Ренгартен В.П. Военно-Грузинская дорога. — В кн.: Тр. 17-й сес. МГК: Экскурсия по Кавказу. Ростов — Тбилиси, 1937. 128 с.
22. Вассоевич Н.Б. О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье. — Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1940, т. 69, № 2/3, с. 395—417.
23. Вассоевич Н.Б., Хаин В.Е. Явление покровной тектоники в Лагичских горах (Азербайджан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 1, с. 3—76.
24. Борукаев Ч.Б., Буртман В.С. Тектонические окна в Воронцовском покрове (Северо-Западный Кавказ). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, т. 39, вып. 5, с. 112—118.

25. *Чичуа Г.К., Хатискаци Г.Е.* О геологическом строении и нефтегазоносности Горной Кахетии. — В кн.: Тез. докл. на науч. сес. Груз. комплексной лаб. ВНИГНИ. Тбилиси, 1967. 2 с.
26. *Хатискаци Г.Н.* Перспективы открытия нефтяных и газовых месторождений в Горной Кахетии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ВНИГНИ, 1969. 20 с.
27. *Чичуа Г.К.* Особенности тектоники Горной Кахетии в связи с ее нефтегазоносностью (Восточная Грузия): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ВНИГНИ, 1975. 25 с.
28. *Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П.* Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии). Тбилиси, 1977, 81 с. (Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Н.С.; Вып. 57).
29. *Исаев Б.М., Гардиев Т.Г., Али-Заде С.А., Кенгрели Т.Н.* Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа. — Геотектоника, 1981, № 1, с. 70–84.
30. *Баранов Г.И., Греков И.И.* Геодинамическая модель Большого Кавказа. — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 47–51.
31. *Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М.* Геодинамика Кавказа: опыт палинспастических реконструкций. — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 13–21.

УДК 551.2.3

*В.К. КУЧАЙ*

## ГОРЯЧИЕ ЗОНЫ И ГЕОДИНАМИКА СОВРЕМЕННОГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ

Полученные в последние годы геологические и геофизические данные свидетельствуют о том, что горообразовательные процессы происходят при различных способах приложения тектонических сил: не существует какой-либо одной причины горообразования — в разных геодинамических обстановках они различны.

До последнего времени в глобальном аспекте эти обстановки трактовались только в рамках плитотектонической концепции, согласно которой основной силой, движущей литосферные плиты, является тепловая или химико-плотностная конвекция в мантии, обеспечивающая существование замкнутых ячеек с восходящими и нисходящими потоками вещества [12–15].

Однако сложности с конструированием системы ячеек, удовлетворяющих наблюдаемой кинематике плит, слоистость самой мантии, данные о глубинных вертикальных каналах, заполненных веществом с пониженной плотностью [5, 6, 14], и специальные теоретические исследования [3, 4] послужили основанием для предложения альтернативной концепции — концепции горячих зон. В ее основу положена модель гравитационной конвекции, в которой отсутствуют ясно выраженные замкнутые ячейки [3, 4]. В этой модели предполагается, что в мантии Земли существуют глубинные каналы (разломы?), по которым от границы ядро — мантия идет всплытие легких разогретых продуктов химико-плотностной дифференциации вещества. Эти массы, накопленные в ловушках, создают астенотинзы, растекание которых обеспечивает горизонтальное смещение разделяющих их лито-

пластин [4]. Глубинные каналы, по которым поднимается горячее вещество — горячие зоны — в своем развитии проходят стадии зарождения, зрелости и угасания. На стадии зарождения и зрелости по ним происходит активное поступление горячего материала и его растекание в астенолинзах. На стадии угасания поступление горячего материала либо ослаблено, либо вообще прекращено, но горячая астенолинза в мантии или литосфере сохраняется в течение сотен миллионов лет. Она прогревает прилегающие к ней литопластины, обеспечивая сохранение ими аномально высокой степени деформируемости. При таком подходе движение литосферных плит осуществляется от горячих зон на стадии зарождения и зрелости в стороны горячих зон на стадии затухания.

Подробнее изложение самой концепции и ее геодинамических следствий содержится в специальных работах [7–10] и здесь не повторяется. Для нас важен тот факт, что геологические и геодинамические условия в горячих зонах на разных стадиях их развития различны. Другим важным аспектом является существование двух типов горячих зон: открытого и перекрытого [10]. В открытом типе движения плит происходит в стороны от горячей зоны, а в перекрытом в процессе движения литосферных плит их края перекрывают горячие зоны. Горячие зоны чаще перекрываются на стадии угасания, реже — на стадии зрелости и зарождения.

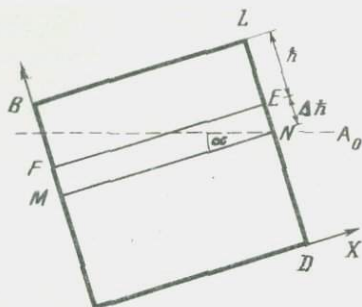
#### ГОРООБРАЗОВАНИЕ В ОТКРЫТЫХ ГОРЯЧИХ ЗОНАХ

Активизация тектонических процессов в литосфере открытых горячих зон на стадии зарождения вызвана внедрением разуплотненных продуктов химико-плотностной дифференциации в мантию, литосферу и земную кору. Внедрение порции горячего вещества сопровождается не только изостатическим поднятием литопластин, но и их растяжением. По-видимому, это наиболее удобное время для излияния основных трещинных лав. По мере растекания астенолинза вновь приходит к равновесному состоянию — величины горизонтальных растягивающих напряжений в эти эпохи незначительны и трещинные излияния лав маловероятны. Более того, в эти периоды горизонтальное растяжение может смениться сжатием. Например, при современных условиях распределение сил на границах Евразийской плиты таково, что ее внутренние части в целом испытывают сжатие [8, 9]. Внедрение в этом случае в литосферу горячей астенолинзы равносильно появлению локальной области растяжения на фоне горизонтального сжатия.

Важной особенностью орогенной структуры открытой горячей зоны является асимметричный перекосяк блоков, столь характерный, например, для Байкальской рифтовой зоны. Причины такого перекосяка — в изменении плотности вещества астенолинзы: вблизи астеноподводящего канала плотность вещества меньше, нежели на удалении от него [8, 9]. Для определения величины перекосяка блока в условиях плоской задачи введем прямоугольную систему координат, такую, что ось абсцисс совпадает с подошвой блока литопластины, а ось ординат коллинеарна линиям ее мощности ( $H$ ) (рис. 1). Положим также, что толщина блока единична, его очертания прямоугольны, а ширина равна  $L$ .

Р и с. 1. Элементы расчета перекоса блока литопластины за счет вариаций плотности подстилающей астенولينзы

Пояснения в тексте



Средняя плотность вещества астенولينзы на подошве блока, очевидно, равна

$$\rho_a = \frac{1}{L} \int_0^L \rho_a dx, \quad (1)$$

и соответственно среднее значение собственных высот<sup>1</sup>

$$\bar{h} = H \frac{\bar{\rho}_a - \rho_{\text{л}}}{\rho_a}, \quad (2)$$

где  $\rho_{\text{л}}$  — плотность литопластины, которую будем считать неизменной ( $\rho_{\text{л}} \approx \text{const}$ ).

В наиболее простом случае положим, что плотность вещества астенولينзы линейно возрастает от одного края блока к другому

$$\rho_a(x) = \rho_0 + ax. \quad (3)$$

Если блок в целом изостатически уравновешен, то его масса, расположенная выше свободной астеносферы, в нашем случае, как очевидно, равна

$$m = \bar{h} L \rho_{\text{л}}. \quad (4)$$

Допустим теперь, что в результате градиентных изменений плотности астенولينзы блок как единое целое испытал перекося на угол  $\alpha$  (см. рис. 1). В этом случае масса блока выше свободной поверхности астенولينзы равна

$$m = (\bar{h} + \Delta h) L \rho_{\text{л}} - \frac{1}{2} L^2 \rho_{\text{л}} \text{tg} \alpha = L \rho_{\text{л}} \left( \bar{h} + \Delta \bar{h} - \frac{L}{2} \text{tg} \alpha \right). \quad (5)$$

Из (4) и (5)

$$\Delta \bar{h} = \frac{L}{2} \text{tg} \alpha. \quad (6)$$

<sup>1</sup> Здесь и в дальнейшем собственными высотами литосферы (литопластины) называются высоты поверхности Земли относительно свободной поверхности астеносферы (астенولينзы), а собственными высотами земной коры — высоты поверхности Земли относительно свободной поверхности мантии [9].

Из геометрических соображений (см. рис. 1), с учетом (2) и (6) имеем

$$ND = H \frac{\rho_{\text{л}}}{\rho_{\text{а}}} - \frac{L}{2} \operatorname{tg} \alpha. \quad (7)$$

Погруженная часть блока вытесняет вещество астенولينзы массой (см. рис. 1)

$$\begin{aligned} M_{\text{а}} &= \left( H \frac{\rho_{\text{л}}}{\rho_{\text{а}}} - \frac{L}{2} \operatorname{tg} \alpha \right) \int_0^L (\rho_0 + ax) dx + \operatorname{tg} \alpha \int_0^L (L-x) (\rho_0 + ax) dx = \\ &= \left( H \frac{\rho_{\text{л}}}{\rho_{\text{а}}} - \frac{L}{2} \operatorname{tg} \alpha \right) \left( \rho_0 L + \frac{a L^2}{2} \right) + \operatorname{tg} \alpha \left( \frac{L^2 \rho_0}{2} + \frac{a L^3}{6} \right). \end{aligned} \quad (8)$$

Масса блока в рамках принятых допущений равна

$$M_{\text{л}} = HL \rho_{\text{л}}. \quad (9)$$

Если блок в целом изостатически уравновешен, то правые части равенств (8) и (9) равны между собой. Отсюда перекося блока за счет вариаций плотности вещества астенولينзы равен:

$$\alpha = \arctg \left( \frac{12H\rho_{\text{л}}}{aL^2} \left( \frac{1}{\rho_{\text{а}}} \left( \rho_{\text{а}} + \frac{aL}{2} \right) - 1 \right) \right), \quad (10)$$

и соответственно если известен угол перекося  $\alpha$ , градиент плотности астенولينзы  $a$  найдем по формуле:

$$a = \frac{2 \left( \frac{\rho_0}{\rho_{\text{а}}} - 1 \right)}{\frac{L^2 \operatorname{tg} \alpha}{6H\rho_{\text{л}}} - \frac{L}{\rho_{\text{а}}}}. \quad (11)$$

Таким образом, дискретное поступление горячего вещества обеспечивает колебательный характер вертикальных движений, смену эпох интенсивного растяжения эпохами сжатия или ослабления растяжения, а вариации плотности астенولينзы приводит к асимметричному перекося блоков литопластин. Эти закономерности находятся в хорошем соответствии с современными данными о структуре и истории геологического развития орогена Байкальской рифтовой зоны [11, 16], формирующейся в литосфере горячей зоны на стадии зарождения.

Что касается литосферы горячих зон на стадии зрелости, то в общем ее динамика подобна динамике литосферы на стадии зарождения, и формирование подводных гор типа Срединно-Атлантического или Восточно-Тихоокеанского поднятия происходит по тем же законам, что и образование гор горячих зон на стадии зарождения. Надо полагать, что и здесь в момент поступления дополнительных объемов разуплотненного вещества происходит раскрытие трещин — разломов литосферы, по которым осу-

шествляется внедрение магмы. Последняя, достигнув воды океана, быстро застывает, формируя в отличие от континентальных условий не обширные лавовые поля, а дайкоподобные тела, сосредоточенные вблизи магмоподводящих каналов. Периодические инверсии магнитного поля Земли приводят к различной намагниченности этих дайкообразных тел, что является причиной полосовой структуры магнитных аномалий дна океана. По мере растекания вещества астенотинзы она постепенно приближается к равновесному состоянию, которое характеризуется "запечатыванием" магмоподводящих каналов и ослаблением тектоно-вулканической деятельности.

### ОРОГЕНЕЗ В ПЕРЕКРЫТЫХ ГОРЯЧИХ ЗОНАХ

Ранее [8—10] было показано, что в процессе латеральных перемещений края литосферных плит могут перекрывать горячие зоны, и в этом случае горообразование происходит при взаимодействии либо океанической и континентальной, либо двух континентальных плит.

Примером горячей зоны на стадии зрелости, перекрытой краем континентальной плиты, является западная окраина Северо-Американского континента. Расчеты, осуществленные в рамках модели горячих зон, свидетельствуют о том, что наполнение континентального края на Восточно-Тихоокеанскую горячую зону началось здесь около 50—60 млн. лет назад [9]. Вначале, когда перекрытая горячая зона еще не создавала достаточной тормозящей силы, перемещение континентальной плиты происходило в юго-западных румбах со скоростью около 1 см/год. Дрейфующая плита при этом не успевала прогреться и утониться. Сила сопротивления возрастала по мере перекрытия горячей зоны пропорционально протяженности перекрытого участка. Примерно 20—25 млн. лет назад тормозящая сила достигла такой величины, что дальнейшее движение Северо-Американской плиты на запад стало невозможным. Остановившаяся над горячей зоной плита прогрелась и потеряла свою прочность. После чего произошла перестройка траекторий движений: части плит, оказавшиеся по разные стороны горячей зоны, движутся в различных азимутах. Фронтальная часть плиты, расположенная ныне западнее Восточно-Тихоокеанского поднятия, смещается на запад со скоростью 2,63 см/год, а тыловая, не дошедшая до Восточно-Тихоокеанского поднятия, движется на юг со скоростью первые миллиметры в год [8, 9]. Такая кинематика литосферы вызывает ее растяжение и утонение непосредственно над горячей зоной. В силу этого при современных условиях земная кора здесь утонена до 32—35 км (Провинция Бассейнов и Хребтов). В обычных условиях такой мощности земной коры в приповерхностной структуре соответствуют тектонические депрессии (примером может служить Паннонская депрессия). В действительности же внедрение в литосферу легкой астенотинзы привело к изостатическому поднятию литосферы и формированию гор в обстановке горизонтального растяжения [4]. Величина поднятия литосферы над астенотинзой может быть определена путем расчета поверхности свободной астеносферы или поверхности напряженной мантии [9, 10]. Под свободной поверхностью астеносферы (свободной поверхностью мантии) понимается уровень относительно поверхности моря, на которой в соот-

ветствии с законом Паскаля поднялось бы вещество астеносферы (верхней мантии), если бы локально была удалена нагрузка вышележащих пород и воды.

Глубина до свободной поверхности астеносферы находится по формуле

$$A_0 = \sum_i h_i \left( 1 - \frac{\rho_i}{\rho_a} \right) - h, \quad (12)$$

где  $\rho_a$  — плотность вещества астеносферы;  $\rho_i$  — плотность  $i$ -го слоя литосферы мощностью  $h_i$ ;  $h$  — отклонение поверхности Земли (с учетом воды) от уровня моря (для океанов всегда  $h = 0$ ).

Аналогично для поверхности напряженной мантии имеем

$$T'_0 = H_M - (H_M + h) \frac{\rho_k}{\rho_M}, \quad (13)$$

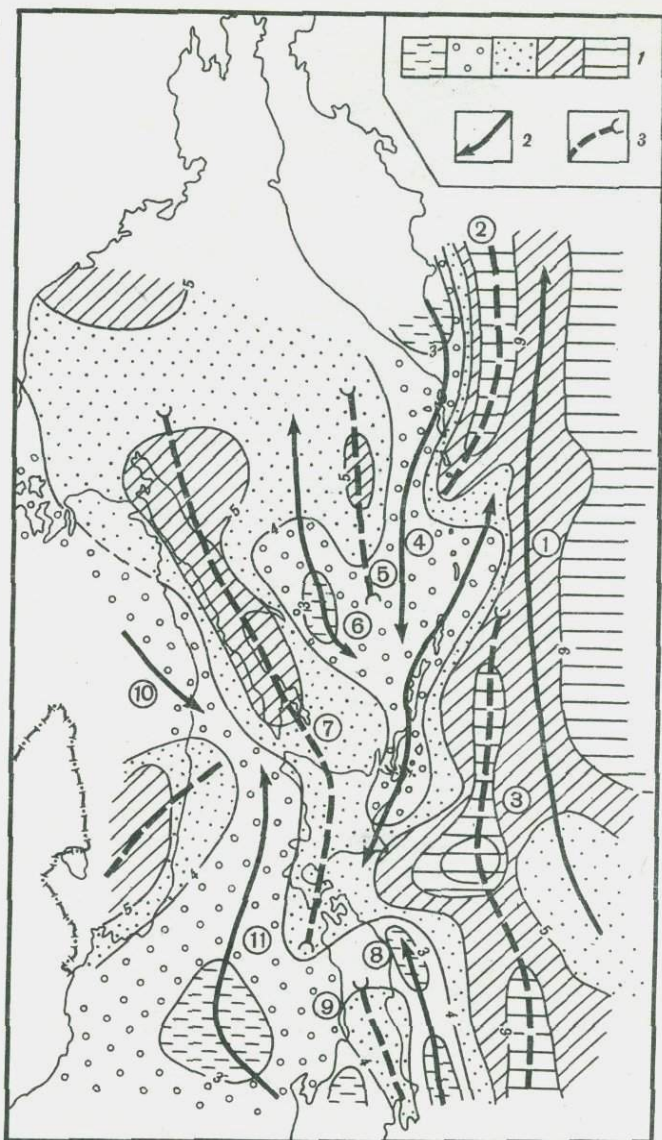
где  $\rho_k$  — средняя плотность земной коры;  $H_M$  — глубина до поверхности Мохоровичича;  $\rho_M$  — плотность вещества верхней мантии.

Если земная кора и литосфера находятся в состоянии изостатического равновесия, то поверхность напряженной мантии совпадает со свободной поверхностью мантии ( $T_0 \approx 5 \div 6$  км ниже уровня моря). В общем случае эти две поверхности связаны равенством

$$T'_0 = T_0 - \Delta h \frac{\rho_k}{\rho_M}, \quad (14)$$

где  $\Delta h$  — величина поднятия (опускания) блока относительно его положения в состоянии изостатического равновесия.

Разность между теоретическим положением свободной поверхности мантии и наблюдаемым положением поверхности напряженной мантии в конкретном случае западной окраины Северо-Американского континента оценивает величину поднятия литопластины над легкой астенолинзой. Так как на западе США за пределами гор и горячей зоны глубина свободной поверхности мантии равна  $7 \div 7,5$  км ниже уровня моря [10], то судя по современному положению поверхности напряженной мантии, литосфера Провинции Бассейнов и Хребтов астенолинзой легкого вещества поднята на  $3 \div 4$  км, и только в горах Сьерра-Невада вклад рассмотренного механизма горообразования практически равен нулю [10] — глубины свободной и напряженной мантий здесь совпадают. Следовательно, горы Сьерра-Невада получают орографическое отображение только за счет большой мощности литопластины. Об этом, в частности, свидетельствует и большая (до 50 км) мощность земной коры в этом районе. Более сложный характер имеют горообразовательные процессы в литосфере горячих зон на стадии угасания. В том случае, если над горячей зоной взаимодействуют континентальная плита, перекрывающая горячую зону, и субдуцирующая океаническая плита, в общем геодинамические условия близки к тем, которые мы рассмотрели выше для перекрытой горячей зоны на стадии зрелости. Различия заключаются в том, что из-за меньшей интенсивности поступления горячего вещества величины изостатического поднятия за счет внедрения



Р и с. 2. Поверхность напряженной мантии Курило-Камчатского региона

1 — глубины и изолинии глубин поверхности напряженной мантии (км); 2, 3 — осы поднятий (2) и опусканий (3)

легкой астенوليны не превышают здесь  $2 \div 3$  км (свободная поверхность мантии для этого района находится на глубинах  $5 \div 6$  км ниже уровня моря) (рис. 2). Здесь таким путем образованы поднятия Курильских островов, Камчатки и большая часть Японских островов. Определенную роль в становлении их рельефа играет и антиизостатическое коробление литосферы, о чем свидетельствуют крупные отрицательные изостатические аномалии.

лии. Острова же Сахалин и Хоккайдо, судя по рельефу поверхности напряженной мантии (см. рис. 2), располагаются в межастинолинзном понижении, где поверхность напряженной мантии практически совпадает со свободной поверхностью мантии. Так как смещения литосферных плит происходят в стороны от самой астинолинзы, то литопластины, находящиеся в межастинолинзном понижении, испытывают горизонтальное сжатие — в нашем конкретном случае поперечное по отношению как к Сахалину, так и к Хоккайдо. Эти заключения находятся в хорошем соответствии как с геологическими [2], так и с сейсмологическими материалами [1]. Как показали наши полевые исследования, скупивание литосферы и земной коры Сахалина интенсивно продолжается и в четвертичное время. Об этом свидетельствуют как значительные складчатые деформации террас в Западно-Сахалинских горах, так и грандиозная Апрельовская зона голоценовых надвигов, протягивающаяся в 7–12 км восточнее хорошо известного в литературе Центрально-Сахалинского разлома. В частности, в бассейне р. Апрельовки по Апрельовскому разлому конгломераты и глины верхнеплиоценовой маруямской свиты надвинуты на верхнеголоценовый аллювий Сусунайской впадины (рис. 3). Таким образом, горы Сахалина и Хоккайдо, формируются в обстановке горизонтального сжатия в основном за счет утолщения литосферы в процессе ее скупивания. Судя по имеющимся материалам, вклад блокового торожения литосферы в образование гор Сахалина и Хоккайдо незначителен.

Обращаясь к особенностям горообразования в условиях столкновения над горячей зоной Евразийской и Индийской континентальных плит, необходимо признать, что на первом этапе перекрытия ими горячей зоны геодинамические условия здесь были подобны тем, которые ныне наблюдаются в окраинных морях зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Иными словами, в эту эпоху в основном происходило утонение краев литосферных плит, перекрывших горячую зону. Орогенное отражение в рельефе получали участки литосферы, поднятые над замковыми частями горячих астинолинз, либо на ограниченных участках в межастинолинзных понижениях невысокие горы возникали в процессе скупивания континентальной литосферы. С момента непосредственного столкновения краев Гондваны и Евразии ведущую роль приобрело увеличение высот рельефа по мере скупивания и утолщения литосферы. С развитием этого процесса складкообразование становится энергетически невыгодным, и на современном этапе формирование гор, например Памира и Тянь-Шаня, осуществляется в процессе образования системы вдавленных и выдавленных блоков литосферы. Выдавленным блокам соответствуют хребты-поднятия, а вдавленным — межгорные тектонические депрессии. Степень вдавленности и выдавленности хорошо фиксируется отклонением глубин поверхности напряженной мантии от глубины свободной поверхности мантии. Величина вдавленности блоков достигает 4,5 км (Ферганская впадина), а выдавленности — 2,5–3 км (Центральный Тянь-Шань, Туркестано-Алай [9]). Эффект торожения облегчается тем, что на подошве выдавленных блоков создаются своеобразные ловушки, в которые из-под вдавленных блоков мигрируют наиболее легкие продукты химико-плотностной дифференциации вещества астинолинзы. Скопление легкого мате-



Р и с. 3. Фронтальная часть Апреловского надвига при выходе р. Апреловки из предгорий в Сусунайскую впадину (о-в Сахалин): глины верхнеплиоценовой маруямской свиты (справа) надвинуты на позднеголоценовые аллювиальные валунно-галечники (слева). Последние плащом покрывают в аллохтоне отложения маруямской свиты

риала обеспечивает дополнительную подъемную силу, изостатическую по своей природе.

Таковы наиболее общие закономерности формирования горных систем в литосфере горячих зон. За их пределами взаимодействие континентальной и океанической литосферных плит осуществляется без формирования окраинных морей путем подминания тяжелой океанической плиты легкой континентальной. В пододвинутой океанической плите происходит плавление оказавшегося на больших глубинах базальтового слоя, по которому, как по смазке, скользит надвигаемая континентальная плита (зона взаимодействия Южно-Американской плиты и плиты Наска). Горы здесь образуются за счет воздымания континентальной плиты, наползающей на океаническую.

Рассмотренные выше особенности становления современной орогенной структуры существенно осложняются тем, что в литосфере горячих зон из-за повышенного теплового потока низы базальтового и гранитного слоев оказываются в условиях по крайней мере частичного плавления, в силу чего литосферные плиты представляют собой не однородные жесткие тела, а скорее всего чередование слоев повышенной (литопластины) и пониженной (астенослои, астенолинзы) вязкости. Реакция такой расслоенной литосферной плиты на тектонические нагрузки существенно другая, нежели однородной плиты. Посмотрим, к каким геодинамическим следствиям это приводит.

## ОСОБЕННОСТИ ДЕФОРМАЦИЙ В ТЕКТЕНИЧЕСКИ РАССЛОЕННОЙ ЛИТОСФЕРЕ

В литосфере горячих зон на стадиях зарождения и зрелости растекание горячих астенелинз и гравитационное соскальзывание с них литопластин приводят к неравномерному утонению литопластин. Следствием этого является неравномерность мощностей гранитного и базальтового слоев земной коры: они больше в хребтах-поднятиях и меньше в тектонических депрессиях. Эти различия в мощностях приводят и к различиям давлений на кровлях зон частичного плавления в основаниях гранитного и базальтового слоев: они больше в земной коре поднятий, нежели депрессий. В связи с этим вещество, выплавленное на подошве гранитного слоя рифтовых зон, из-за перепада давления инъецируется в земную кору тектонических депрессий. С наибольшими скоростями этот процесс протекает там, где градиенты давления максимальны, а именно в зоне контакта депрессий и поднятий. Раз это так, то эти части литопластин утоняются с наибольшими скоростями. Поэтому периферические части депрессий с течением времени, по мере уменьшения мощностей литопластин, уменьшают свои высоты, площади впадин увеличиваются путем поглощения краевых частей прилегающих хребтов-поднятий. Вторым важным следствием горизонтальных токов в астенелизе является то, что более или менее значительные мощности ее могут быть только в земной коре тектонических депрессий, что и устанавливается в действительности геофизическими методами исследований (устное сообщение О.В. Павлова).

Существенные изменения в поля напряжений и деформаций вносят астенослой и астенелинзы в литосфере перекрытых горячих зон. Известную и здесь закономерную приуроченность волноводов в земной коре к тектоническим депрессиям мы видим в перетекании вещества астенелинзы по мере его выплавления из-под хребтов-поднятий в земную кору тектонических депрессий. Как показывают расчеты, при современных тектонических условиях градиент давления на поверхности гранитной астенелинзы вдоль южного ограничения Тянь-Шаня достигает 1 кбара на 1 км, чего с учетом низкой вязкости вещества астенелинзы вполне достаточно для горизонтального течения вещества в ней [9]. В силу горизонтального перетекания вещества на фоновое горизонтальное сжатие накладываются растягивающие напряжения в центральных частях хребтов и сжимающие — на их периферии.

Другую картину можно наблюдать в литопластинах тектонических депрессий. Как правило, мощности литопластин в них сокращены относительно мощностей литопластин хребтов-поднятий. Напряжения горизонтального сжатия передаются только через литопластины, но не через астенелинзы, поэтому в среднем величина тектонических напряжений в литопластинах депрессий во столько раз больше напряжений в литопластинах поднятий, во сколько мощность литопластин в депрессиях меньше мощности литопластин хребтов. Поэтому скорости скупивания и утолщения литопластин депрессий выше, нежели в хребтах-поднятиях.

Внутри самих депрессий деформации различных участков литопластин в зависимости от их структурной позиции также происходят с различными скоростями. Наибольшие скорости сплющивания и утолщения свойственны их краевым частям. Причин тому две. Во-первых, по разломам,

разделяющим депрессии и поднятия, проникают горячие растворы и флюиды, обеспечивающие наиболее быстрое конвективное прогревание края литопластины и соответственно понижение ее вязкости. Во-вторых, в процессе латеральной миграции вещества астенوليны в краевых частях литопластин на фоновое горизонтальное сжатие накладываются дополнительные сжимающие напряжения, вызванные смещением литопластин хребтов в сторону депрессий. Действие такого давления можно уподобить давлению штампа на боковую грань вязкого массива, в основании которого распределена сила трения.

В таком утолщении краевых частей литопластин можно видеть причину самого существования предгорий в условиях горизонтального сжатия и аномально высоких скоростей современных движений и деформаций. По мере того, как мощность литопластин в предгорьях приближается к мощности литопластин в хребтах-поднятиях, сжимающие силы распределяются здесь по все более толстому сечению и напряжения уменьшаются пропорционально увеличению этого сечения. Кроме того, из-за возрастания веса утолщенной литопластины увеличивается литостатическое давление на кровле астенолинзы и ее край, будучи выдавленным из-под предгорий, оказывается смещенным ближе к центру депрессии. После этого сформировавшиеся предгорья приносятся к поднятиям и в их пределах некогда высокие скорости тектонических движений и деформаций уменьшаются до фоновых. Интенсивному же сплюсчиванию подвергается новая, расположенная ближе к центру впадины зона, и перед фронтом ранее сформированных предгорий закладывается новая полоса низких предгорий. Теперь внутри нее скорости деформаций и поднятий становятся наиболее высокими. В конце концов такой зонной орогенной переработке подвергается вся депрессия [7, 9].

Как указывалось выше, в перекрытых горячих зонах на стадии угасания происходит утонение литосферы в окраинных морях. Однако при этом остается неясным известный эффект "базификации" земной коры в этих геодинамических условиях. На наш взгляд, колебательный характер вертикальных тектонических движений при условии наличия астенолинз в основании гранитного слоя дает ключ к пониманию этого феноменального явления. Мощность литосферной плиты в пределах окраинных морей около 100 км, стало быть низы гранитного слоя, расположенные на глубинах менее 50 км (половина мощности плиты), в эпохи поступления горячего вещества подвергаются горизонтальному растяжению. Так как в это же время происходит и интенсивное прогревание литосферной плиты, то низы гранитного слоя испытывают наиболее интенсивное плавление и здесь образуется астенолинза. По мере возвращения плиты к исходному состоянию ее ранее растянутая верхняя по мощности половина испытывает в центральных частях горизонтальное сжатие, в то время как на периферии давление остается равным литостатическому. Поэтому вещество астенолинзы в основании гранитного слоя избыточным активным давлением выдавливается на периферию горячей зоны. Здесь, попадая в массы мало-прогретых пород, инъецированное вещество охлаждается, становится более вязким, менее мобильным и застывает. Рассмотренный механизм действует как своеобразный насос, перекачивающий низы гранитного слоя от центра горячей зоны на ее периферию.

Распределение температур и давлений в недрах Земли таково, что для плавления низов гранитного слоя нужно меньшее повышение температур на подошве литосферы, нежели для плавления низов базальтового слоя. Поэтому в природе достаточно часто обнаруживаются волноводы в основании гранитного слоя и значительно реже — в основании базальтового. Это одна из причин, по которой "перекачивание" базальтового слоя к периферии горячей зоны проходит со значительно меньшими скоростями, нежели гранитного. Другая причина заключается в том, что низы базальтового слоя располагаются вблизи середины (по мощности) литосферной плиты, и дополнительные напряжения, возникающие при ее изгибах, здесь незначительны по величине и недостаточны для выдавливания подплавленного вещества базальтовой астенولينзы на периферию горячей зоны.

Деформации и напряжения на границе базальтового и гранитного слоев, обусловленные колебательными движениями литосферной плиты, весьма значительны и имеют характерный размер для деформаций  $10^{-3}$ , а для напряжений  $10^{2-3}$  кгс/см<sup>2</sup>.

В самом деле, допустим, что в плоском вертикальном сечении, ориентированном вкрест горячей зоны, первоначально литосферная плита имеет прямоугольное сечение длиной  $l$  и мощностью  $H$ , а поверхности Конрада и Мохоровичича горизонтальны. Положим, после поступления в горячую зону порции вещества литопластина изогнулась вверх так, что первоначально горизонтальные границы стали дугами некоторых концентрических окружностей. Длины этих дуг равны:

$$l = \frac{2\pi r \alpha}{360}, \quad (15)$$

где  $l$  — длина дуги;  $r$  — радиус окружности;  $\alpha$  — центральный угол (в град.).

Понятно, что при подобной деформации плиты ее верхние части испытывают растяжение, а нижние — сжатие. Лишь поверхность, проходящая по середине ее мощности, не подвергается ни сжатию, ни растяжению, и ее размеры остаются неизменными как до, так и после деформаций. Пусть ее длина —  $l_0$  и радиус кривизны —  $r_0$ . Положим, что граница Конрада находится выше срединной поверхности на расстоянии  $\Delta r$ , тогда с учетом (15) относительная горизонтальная деформация на границе Конрада равна

$$\epsilon = \frac{\Delta r}{r_0}. \quad (16)$$

Если, как и прежде,  $r$  — радиус кривизны дуги,  $a$  — ее хорда и  $h$  — стрела сегмента, то радиус окружности найдем по формуле

$$r = \frac{1}{2h} \left( \frac{a^2}{4} + h^2 \right). \quad (17)$$

Тогда из (16) и (17) относительная деформация слоя литопластины, удаленного от срединной поверхности на величину  $\Delta r$ , равна

$$\epsilon = \frac{2h \Delta r}{\frac{a^2}{4} + h^2} \quad (18)$$

Характерный масштаб поперечников горячих зон на стадии угасания  $10^3$  км ( $a = 10^3$  км). Граница базальтового и гранитного слоев располагается примерно на 25–30 км выше срединной поверхности литосферной плиты ( $\Delta r = 25\text{--}30$  км). Примем также, что величина поднятия плиты астенотинзой равна 4–5 км ( $h = 4\text{--}5$  км). Тогда граница базальтового и гранитного слоев за счет изгиба литосферной плиты над внедрившейся астенотинзой испытывает деформацию горизонтального удлинения с характерным размером  $10^{-3}$ . Соответственно после растекания астенотинзы эта часть литосферной плиты подвергнется укорочению такой же величины. В горных породах типа гранитов или базальтов подобные деформации связаны с напряжениями характерной величиной  $10^{2-3}$  кгс/см<sup>2</sup>, что можно считать вполне достаточным для выдавливания подплавленного материала в низах гранитного слоя от центральных частей астенотинзы к ее периферии.

Современное горообразование происходит преимущественно над горячими зонами — глубинными каналами — разломами, по которым от границы ядро — мантия Земли всплывают легкие продукты гравитационной дифференциации. В их развитии выделяются стадии зарождения, зрелости и угасания. На первых двух стадиях по глубинным каналам происходит активное поступление легких продуктов гравитационной дифференциации. На стадии затухания такое поступление либо прекращено, либо происходит с малой интенсивностью. Различаются открытые и перекрытые горячие зоны. В открытых зонах движения литосферных плит происходят в стороны от горячих зон, в перекрытых — горячая зона с двух либо с одной стороны перекрыта надвинутыми на нее плитами.

В открытых зонах орогенез связан с изостатическими поднятиями литосферы легкой астенотинзой, внедрившейся в верхнюю мантию. Этот же механизм является ведущим и в том случае, если край континентальной плиты перекрывает горячую зону на стадии зрелости. В перекрытых горячих зонах на стадии угасания в случае взаимодействия континентальной и океанической плит роль изостатического поднятия литосферы внедрившейся астенотинзой также важна. Кроме того, по периферии астенотинз нередко литосфера находится в обстановке горизонтального сжатия, и горы здесь возникают в процессе скучивания. При столкновении континентальных плит на первом этапе их взаимодействия основной причиной горообразования является утолщение краев взаимодействующих плит. Позже большую роль приобретает торошение, сопровождающееся образованием вдавленных и выдавленных блоков. За пределами горячих зон горные системы образуются путем поднятия краевых частей абдуцирующих плит.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьянова В.Н. Глубинная сейсмоструктура островных дуг. М.: Наука, 1975. 220 с.
2. Александров С.М. Остров Сахалин: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1973. 184 с.
3. Артюшков Е.В. Гравитационная конвекция в недрах Земли — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 9, с. 3–17.
4. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
5. Бугаевский Г.Н. Сейсмологические исследования неоднородностей мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1978. 184 с.

6. Крылов С.В., Крылова А.Л. Телесеismicическое просвечивание мантии Земли в Байкальском регионе. — В кн.: Геофизические методы в региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1982, с. 35–49.
7. Кучай В.К. Зонный орогенез и сейсмичность. М.: Наука, 1981. 164 с.
8. Кучай В.К. Кинематика литосферных плит переменной массы. — Геология и геофизика, 1982, № 1, с. 30–41.
9. Кучай В.К. Современная динамика Земли и орогенез Памиро-Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 208 с.
10. Кучай В.К., Вессон Р.Л. Фиксированные горячие зоны, типы орогенеза и кайнозойская тектоника запада США. — Геотектоника, 1980, № 2, с. 49–62.
11. Ламакин В.В. Неотектоника Байкальской впадины. М.: Наука, 1968. 248 с.
12. Ле Пишон Кс., Франшито Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
13. Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. 462 с.
14. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
15. Ушаков С.А., Галушкин Ю.И. Физика Земли. М.: ВИНТИ, 1978. Т. 3. Литосфера Земли. Часть первая. Кинематика плит и океаническая литосфера. 272 с.
16. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 158 с.

## СОДЕРЖАНИЕ

От редактора . . . . .	3
<i>Ю.А. Косыгин</i> . Связь структурообразования с глубинными процессами . . . . .	5
<i>П.Н. Кропоткин</i> . Новая геодинамическая модель образования структур в земной коре . . . . .	9
<i>С.В. Руженцев, С.Д. Соколов</i> . Тектонические покровы и движение литосферных плит . . . . .	30
<i>Г.Н. Савельева</i> . Структура габбро-ультрабазитовых комплексов офиолитов . . . . .	41
<i>Н.И. Павленкова</i> . Структура и динамика земной коры и верхней мантии континентов . . . . .	58
<i>А.В. Каракин, В.П. Мясников, В.Е. Фадеев</i> . Качественные особенности движения зон тектонической скученности периферической оболочки Земли в конвективных моделях . . . . .	73
<i>В.Е. Фадеев</i> . Глубинные источники гравитационных аномалий и изостазия. . . . .	82
<i>В.Е. Фадеев</i> . Тектоника и геолого-геофизические модели . . . . .	92
<i>Ш.А. Адамия</i> . Механизм и геодинамика формирования альпийских складчатых поясов Кавказа . . . . .	98
<i>В.К. Кучай</i> . Горячие зоны и геодинамика современного горообразования . . . . .	111

К о с ы г и н Ю.А. Связь структурообразования с глубинными процессами. — В кн.: Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. — М.: Наука, 1985, с. 5—9.

В основе реконструкции структурообразования, так же как и других событий геологического прошлого, лежит метод актуализма. Реконструируются движения вертикальные (с учетом мощностей и стратиграфических соотношений), горизонтальные (с учетом размещения структурных форм в плане, особенностей мелкой складчатости и трещиноватости, следов горизонтальных перемещений по разломам), процессы сложных пограничных дислокаций на границах континентов, океанов и платформ (с учетом механических характеристик смежных блоков), процессы спрединга (с учетом геофизических данных). Кроме этих генеральных типов движений с их кинематическими характеристиками, выделяются частные типы структурообразования, связанные с растяжением, сжатием, вращательными деформациями, уплотнением, разуплотнением, магматизмом и т.д., обычно охарактеризованные с динамической, а следовательно, с генетической стороны.

## УДК 551.24

К р о п о т к и н П.Н. Новая геодинамическая модель образования структур в земной коре. — В кн.: Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. — М.: Наука, 1985, с. 9—29.

Структуры сжатия и растяжения в земной коре возникают вследствие горизонтальных перемещений масс в коре и мантии — конвекции, которая обусловлена не термической неоднородностью, а знакопеременными изменениями радиуса Земли. Такой вывод вытекает из пульсационной геотектонической теории Бэчера—Обручева и подтверждается распределением аномалий силы тяжести и результатами измерений напряженного состояния в массивах горных пород. На изменения радиуса Земли указывают вариации скорости ее вращения и величины ускорения силы тяжести. Подсчеты, основанные на данных о скорости вращения Земли, согласуются с оценками темпа спрединга земной коры в океанах и скорости дрейфа материков.

Ил. 4, библиогр. 72 назв.

## УДК 551.24

Р у ж е н ц е в С.В., С о к о л о в С.Д. Тектонические покровы и движение литосферных плит. — В кн.: Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. — М.: Наука, 1985, с. 30—41.

В статье обосновано существование двух типов покровов: первый представляет собой систему многочисленных пластин, амплитуда надвижения каждой из которых сравнительно невелика; второй — относительно монолитные, сравнительно тонкие (5—10 км) пластины амплитудой до 100—150 км. В генетическом отношении первый тип покровов имеет субдуктивную природу. Анализ материалов по Корякскому нагорью и Северо-Американским Кордильерам показывает, что формирование подобного рода покровных систем в целом совпадает с периодами ( $K_{1-2}$ , особенно  $K_2$  ср) максимального смещения тихоокеанских литосферных плит. Генезис покровов второго типа не ясен. В пределах Тихоокеанского кольца их формирование иногда совпадает с периодами минимального смещения литосферных плит.

Ил. 6, библиогр. 26 назв.

## УДК 551.24.25

С а в е л ь е в а Г.Н. Структура габбро-ультрабазитовых комплексов офиолитов. — В кн.: Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. — М.: Наука, 1985, с. 41—57.

Рассматривается строение двух типов разреза габбро-ультрабазитовых комплексов офиолитов: существенно лееролитового и гарцбургитового;

прослеживается структурно-вещественная эволюция мантийного вещества при их формировании. На примере разрезов уральских массивов обосновывается взаимосвязь высокотемпературного массового пластического течения вещества и процессов частичного плавления и метаморфической дифференциации в верхней мантии, что и определяет строение разрезов. Разбирается стадийность формирования пород и выделяются автохтонные образования области частичного плавления и аллюхтонные — продукты фракционной кристаллизации перемещенного базальтоидного расплава.

Ил. 8, библиогр. 30 назв.

УДК 551.14.211

Павленкова Н.И. Структура и динамика земной коры и верхней мантии континентов. — В кн.: Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. — М.: Наука, 1985, с. 58–72.

Обосновывается трехслойная модель консолидированной земной коры, в которой отдельные слои отличаются по физическим параметрам: сейсмическим скоростям, плотности, магнитной восприимчивости, степени гетерогенности и по механическим свойствам. Промежуточный слой коры можно назвать ослабленной зоной, в которой наблюдается повышенная горизонтальная расслоенность, наличие слоев с повышенной электропроводностью и пониженной скоростью. Можно предполагать наличие в этом слое горизонтальных подвижек или течения вещества. В верхней мантии также можно отметить несколько относительно тонких слоев с разными механическими свойствами. Некоторые из них могут быть названы астеносферными слоями, если в них можно ожидать наличие жидкой фазы, другие являются просто ослабленными слоями. Это создает условия для общей уравновешенности отдельных этажей коры и верхней мантии и для подвижности вещества на разных уровнях.

Табл. 1, ил. 5, библиогр. 47 назв.

УДК 550.3

Каракин А.В., Мясников В.П., Фадеев В.Е. Качественные особенности движения зон тектонической скученности периферической оболочки Земли в конвективных моделях. — В кн.: Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. — М.: Наука, 1985, с. 73–82.

На основе анализа уравнений движения неоднородной вязкой жидкости рассматривается задача эволюции плотностной неоднородности, плавающей на поверхности вязкой и более тяжелой жидкости. Показано, что такая неоднородность будет расплываться, при этом ее рельеф будет меняться волнообразным способом. Движение неоднородности вызывает течение в мантии.

Ил. 3, библиогр. 9 назв.

УДК 550.3

Фадеев В.Е. Глубинные источники гравитационных аномалий и изостазии. — В кн.: Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. — М.: Наука, 1985, с. 82–91.

Рассматривается вопрос о связи плотностных неоднородностей планеты с конвективными движениями и как следствие с аномалиями гравитационного поля. Устанавливается необходимость введения понятия уровня плавления поверхностных неоднородностей, создающих периферическую оболочку планеты. Обсуждается роль изостазии и пути выделения аномалий гравитационного поля, связанных с глубокими, мантийными плотностными неоднородностями.

Ил. 2, библиогр. 17 назв.

Фадеев В.Е. Тектоника и геолого-геофизические модели. — В кн.: Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. — М.: Наука, 1985, с. 92—98.

Рассматривается вопрос, относящийся к взаимоотношению тектонических и геофизических моделей. Отмечается большая роль в выяснении этого вопроса существующих представлений о характере глубинных течений и их взаимодействии с периферической оболочкой Земли. Обращается внимание на то, что распределение геофизических полей указывает на непростые связи причин тектонических движений с образованием тектонических структур, определяемых на поверхности Земли. Делается вывод о необходимости моделирования тектогенеза на ЭВМ в целях взаимного обогащения модельной базы.

Ил. 4, библиогр. 13 назв.

Адамия Ш.А. Механизм и геодинамика формирования альпийских складчатых поясов Кавказа. — В кн.: Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. — М.: Наука, 1985, с. 98—111.

На территории Кавказа выделяются два основных типа структурно-формационных зон высшего порядка: квазиплатформенный и геосинклинальный. Первый характеризуется германотипной, второй — альпинотипной складчатостью с широким развитием чешуйчатых взбросо-надвигов и шарьяжей. Палеогеографические и палинастические реконструкции приводят к выводу о значительном сокращении пространства, занимаемого зонами альпинотипной складчатости в мезозое — раннем кайнозое. Сокращение происходило по поддвигам и сопровождалось складчатыми и разрывными деформациями осадков. Адыгейская фаза складчатости была общей для многих зон региона. Австрийская и субгерцинская фазы наиболее интенсивно проявились в Малокавказской офиолитовой зоне. Всеобщей для Кавказа явилась пиренейская фаза.

Ил. 6, библиогр. 31 назв.

Кучай В.К. Горячие зоны и геодинамика современного горообразования. — В кн.: Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. — М.: Наука, 1985, с. 111—124.

Горячие зоны — глубинные каналы-разломы, по которым от границы ядро-мантия Земли всплывают легкие продукты гравитационной дифференциации. В их развитии выделяются стадии зарождения, зрелости и угасания. На первых двух стадиях в горячих зонах происходит поступление легких продуктов гравитационной дифференциации. На последней стадии такое поступление либо вовсе прекращено, либо происходит с малой интенсивностью. Различаются открытые и перекрытые горячие зоны. В открытых зонах движения литосферных плит происходят в стороны от горячих зон, а в перекрытых — горячая зона с двух либо с одной стороны перекрывается надвигающимися на нее плитами. В открытых зонах орогенез связан с изостатическими поднятиями литосферы легкой астенотинзой, внедрившейся в верхнюю мантию или литосферу. Этот же механизм является ведущим и в том случае, если край континентальной плиты перекрывает горячую зону на стадии зрелости или зарождения. В перекрытых горячих зонах на стадии угасания в случае взаимодействия континентальной и океанической плит роль изостатического поднятия литосферы, внедрившейся астенотинзой, также велика. Кроме того, по периферии астенотинз нередко литосфера находится в обстановке горизонтального сжатия, и горы здесь возникают в процессе скупивания. При столкновении континентальных плит на первом этапе их взаимодействия основной причиной горообразования является утолщение краев взаимодействующих плит.

Ил. 3, библиогр. 16 назв.

1 р. 40 к.

4540