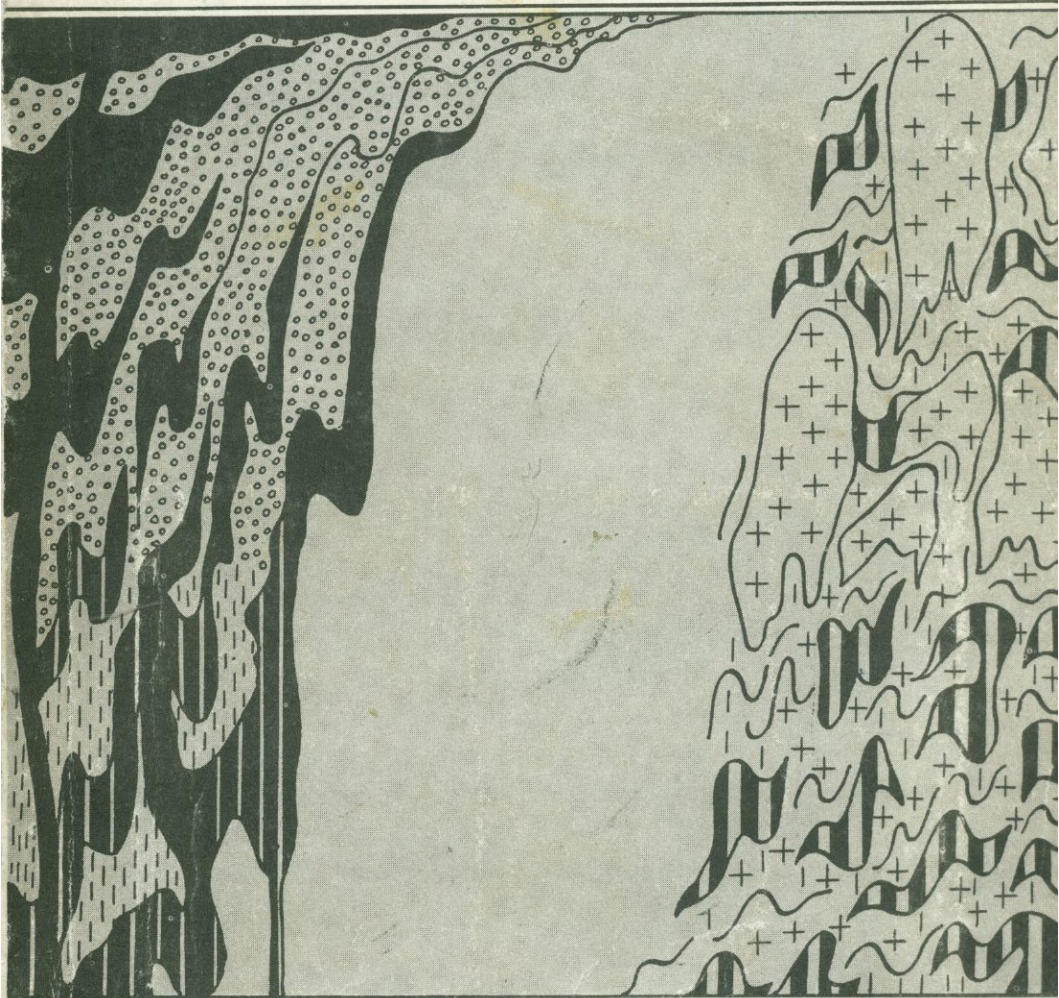


ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ
И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУР
ЗЕМНОЙ КОРЫ
И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

550.3 -
551.14

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

2265



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1977



В сборнике опубликованы доклады, представленные на Всесоюзном тектоническом совещании в феврале 1975 г.

Материалы, приводимые авторами статей, охватывают проблемы тектонического строения, истории развития и геофизических особенностей крупнейших структур Земли.

Редакционная коллегия:

М.В. Муратов (ответственный редактор), *В.В. Белоусов*, *А.А. Белов*,
Н.А. Беляевский, *П.Н. Кропоткин*, *Ю.М. Пуцаровский*

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ.

Утверждено к печати

Бюро Отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР

Редактор *А.С. Бирман*. Редактор издательства *А.В. Копп*

Художественный редактор *А.Н. Жданов*; Технический редактор *И.В. Голубева*

Подписано к печати 20/IX — 77 г. Т — 15453. Усл. печ. л. 9,0 + 0,8 вкл. Уч.-изд. л. 11,3
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 1350 экз. Тип. зак. 762.

Цена 1р. 10 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 94^а

1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

20802-466
Г 055 (02) - 77 180-77

© Издательство "Наука", 1977 г.

ЗЕМНАЯ КОРА КОНТИНЕНТОВ, ЕЕ СТАНОВЛЕНИЕ И РАЗВИТИЕ

Геосинклиальная теория, возникшая более 100 лет назад, казалась незыблемой. Однако ко времени ее юбилея (1959 г.) и непосредственно после него появились новые течения научной мысли, опровергающие универсальность этой теории и подрывающие ее основы. Новые представления зародились, с одной стороны, из опыта изучения современной структуры и состава дна океанов, что привело к созданию новой глобальной тектоники, с другой — из результатов исследования раннего докембрия.

Здесь мы не будем останавливаться на существовании новой глобальной тектоники, в которую поверили многие геологи. Отметим, что для познания истории развития земной коры континентов, особенно ранних стадий этой истории, новая глобальная тектоника, на наш взгляд, пока не имеет большого значения.

Исследования геологии и геохронологии докембрия различных континентов убеждают в том, что традиционные представления о происхождении и развитии континентальной земной коры, о неразрывной связи формирования "гранитно-метаморфического слоя" с геосинклиальным процессом в той или иной степени справедливы лишь для неогей. Эти традиционные представления, однако, не пригодны для большей части геологической истории — для протогей, длившегося около 3 млрд. лет. С каждым годом раскрываются поразительные особенности геологических процессов отдаленного прошлого на основе прямых полевых исследований, осуществляемых обычными методами. Ценность этих конкретных наблюдений велика. Их итоги легко разрушают как искусственные модели природных процессов, якобы протекавших в начальные стадии развития земной оболочки, так и устои ортодоксального униформизма.

Недавно появились указания на то, что Земля в самом начале своей истории, в катархее (около 4,0—4,5 млрд. лет назад), проходила через лунную стадию, реликты которой недавно обнаружены на юге Алданского щита (Глуховский, Павловский, 1973). В этом районе распространена мощная базитовая толща, нижняя часть разреза которой представлена сугамской серией гиперстен-плагиоклазовых, двупироксен-плагиоклазовых, гранат-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, оливин-пироксеновых, пироксен-гранатовых эклогитоподобных пород. Присутствуют также габбро-нориты и габбро-анортозиты. Подчиненное значение имеют высокоглиноземистые породы — силлиманитовые, кордиеритовые, сапфириновые, перемежающиеся с тонкими прослоями и линзами кварцитов и кальцифиров.

Исключительно высока степень метаморфизма пород сутамской серии. А.А. Маракушев (1965) выделил сутамскую фацию метаморфизма, возникшую при давлении в 10–12 кбар и температуре 700–800°C. По данным В.А. Глебовицкого с соавторами (1965), возраст сутамской серии равен 4,5–4,58 млрд. лет. Негранитизированные основные породы сутамской серии обладают высокой плотностью (3,05–3,51 г/см³). Скорость прохождения продольных волн в этих породах равна 6,36–7,2 км/с при давлении в 1 атм. По составу сутамские базиты сопоставлялись с океанитами и лунными базальтами (Глуховский, Павловский, 1973). По мнению В.Н. Шиловой, много лет изучавшего вулканизм Курильских островов и Сахалина, основные породы сутамской серии по составу ближе всего к толеитовым базальтам океанов.

Своеобразна тектоника сутамского архея. Господствуют отрицательные округлые структуры типа чаш. Наблюдается хаотическое скопление кольцевых, овальных, петельчатых, амебовидных синформ, разделенных узкими, иногда гребневидными или брахиальными антиформами. Древний возраст пород сутамской серии, их состав, господство отрицательных неориентированных структур — все это дает основание для отнесения серии к образованиям, возникшим в течение лунной стадии жизни Земли. Сходство с Луной подчеркивается тем, что с полями распространения сутамской серии катархея и ее аналогов на юге Алданского щита связаны, как известно, выходы крупнейших в мире Каларского и Джугджурского массивов анортозитов.

Аналогами сутамской серии в пределах Алданского щита можно считать (Глуховский, Ставцев, 1973) несмуринскую толщу, иманграканскую и караурякскую свиты, сложенные главным образом метакорами основного состава. Одновозрастными образованиями катархея являются, видимо, габбро-норит-лабрадориты Монче-гундры Кольского полуострова (Герлинг и др., 1968), возраст которых 4,0–4,5 млрд. лет, а также ортоамфиболиты Гвиант — 4,13 млрд. лет (Choubert, 1965) и Южной Родезии, подстилающие серию Себаквий (Stowe, 1971).

Около 4,4 млрд. лет тому назад завершились дифференциация и остывание анортозитовой коры Луны (Allègre, 1973), подвергшейся затем интенсивной метеоритной бомбардировке в интервале от 4,4 до 4,0 млрд. лет.

Для лунной стадии развития Земли и ранней стадии жизни Луны, вероятно, было характерно господство отрицательных округлых вулканотектонических структур, осложненных разнотипными разрывами (Марков и др., 1972; Суханов, Трифионов, 1974). Структуры этого типа обладают исключительной устойчивостью и консерватизмом. Несмотря на сложные перипетии геологической истории нашей планеты, они сохранились до наших дней и хорошо видны на космоснимках. Изучение их представляется весьма перспективным.

Вслед за лунной стадией, видимо, наступила нуклеарная стадия развития базитового фундамента континентов (Павловский, 1962, 1970) — стадия длительных и мощных излияний лав преимущественно основного состава, отложения продуктов фумарольной деятельности и хемогенных и обломочных (граувакки, филлиты) пород в бассейнах, разделяющих зоны активного вулканизма. Бассейны обладали случайной, неза-

кономерной ориентировкой в пространстве и были созданы в условиях сравнительно тонкой нестабильной коры.

М.С. Марков (1962) впервые показал характерные особенности фациального и формационного составов киватинской серии Канадского щита и подчеркнул многообразие явлений метаморфизма, существование полей не только сильно-, но и слабометаморфизованных пород (фация зеленых сланцев), в которых прекрасно сохранились первичные структуры основных лав, их шаровая текстура. Аналогичные явления слабого метаморфизма отмечены для нуклеарной стадии других континентов (Павловский, 1962, 1970). Особенно ярко они описаны Мак-Грегором (MacGregor, 1951) и Стове (Stowe, 1971) для серии Булавайо (Родезия) и Анхейсером (Anhaeusser, 1969, 1971) и другими исследователями — для серии Онвербахт (Свазиленд).

О формировании первичных континентов в процессе базальтовых излияний и накопления продуктов их размыва писал Гилл (Gill, 1962). Образование "протоконтинента" Канады, по мнению Гудвина (Goodwin, 1971), началось в архее — времени широкого распространения прогибов бассейнового типа, которые создавались в условиях тонкой нестабильной коры. Некоторые бассейны провинции Верхнего озера изучены детально (Goodwin, Schklanka, 1967). Заложение и развитие прогибов контролировалось вулкано-тектоническими факторами. Извержения вулканического материала и оседание дна бассейнов происходили одновременно, что показали исследования в районах озер Би и Мичикопитен. Накапливались мощные последовательно сменявшие друг друга толщи эффузивов, пирокластических и терригенных пород. Для разреза характерны полосчатые хомогенные железорудные породы. Можно установить контуры бассейнов, в каждом из которых выделяются прибрежная и внутренняя зоны. Для первой характерна аккумуляция мощных грубозернистых осадков, сменяющихся по мере продвижения в глубь бассейна более тонкими и мелкозернистыми.

Нуклеарная стадия отличается ясно выраженной эволюцией химизма эффузивов. Как показали исследования Гудвина (Goodwin, 1971) в Канаде, Мак-Грегора (MacGregor, 1951) и Стове (Stowe, 1971) в Родезии, Анхейсера и других исследователей (Anhaeusser e.a., 1969; Anhaeusser, 1971) в Свазиленде, Гликсона (Glikson, 1971) на западе Австралии, нижние части разреза эффузивов, относимые нами к нуклеарной стадии, сложены породами основного, иногда — ультраосновного состава. Ведущую роль обычно играют толеиты. В верхней части разреза появляются андезиты, а затем — дациты, риолиты.

Хронологические рубежи, ограничивающие нуклеарную стадию развития земной коры континентов, достаточно широки (Павловский, 1975). По-видимому, нуклеарный режим начался 4 млрд. лет назад, а его завершение происходило в разное время (в млрд. лет назад): от 2,6 в Гвиане и 2,8 в Канаде до 3,3 на Алданском щите и 3,5 на Украине.

Тектоника нуклеарных серий в высшей степени своеобразна. Морфология сложных структур определялась ростом гранитных и гранито-гнейсовых куполов, впервые появившихся в составе земной коры континентов в конце нуклеарной стадии. Эти купола были рассеяны, про-

извольно, незакономерно, они группировались "стадами", по удачному выражению Мак-Грегора (MacGregor, 1951). Размеры куполов варьируют от десятков до 100 км и более. Форма куполов в плане округлая, эллипсоидальная или овальная. Иногда купола так сближены, что их края соприкасаются и образуют в плане треугольные или многоугольные ячеи, сложенные вмещающими эффузивно-осадочными нуклеарными сериями. Морфология тектонических структур этих серий разнообразна. Они не относятся к категории линейных форм, типичных для геосинклинальной стадии. На плоских сводах куполов эффузивно-осадочные толщи залегают спокойно. Обычны процессы мигматизации, метаморфизма амфиболитовой фации. На склонах куполов эти толщи смяты очень интенсивно — наблюдаются изоклинальные складки с крутыми или вертикальными шарнирами, опрокинутые или лежащие складки. Структуры, созданные пластическими деформациями, осложнены разнотипными разрывами, явлениями будинажа. Для межкупольных ячеи, сложенных эффузивно-осадочными породами, характерны структуры брахисинклинального типа. По мере удаления от соседних куполов снижается интенсивность деформаций, а также и степень метаморфизма, доходящая до низкотемпературных ступеней зелено-сланцевой фации. В общем морфология складчатых структур нуклеарных серий определяется ростом гранито-гнейсовых куполов, их размерами и пространственным положением.

Следует подчеркнуть, что гранитоиды впервые появились в составе земной коры сравнительно недавно, как уже говорилось, в конце нуклеарной стадии, около 3,3—3,5 млрд. лет назад (Павловский, 1970, 1973; Pavlovskij, 1974а, б). К представителям древнейших гранитоидов относятся олигоклазовые граниты Кольского полуострова (Герлинг и др., 1968), добулавайские граниты Южной Родезии (MacGregor, 1951; Rankama, 1967; Stone, 1971), гранито-гнейсы Миннесоты в США (Rankama, 1967), тоналиты Кап Велли в Южной Африке (Anhaeusser, 1971; Visser, 1956), первые гранитоиды Гвианы (Choubert, 1965). Появление этих гранитоидов положило начало образованию "гранитно-метаморфического слоя" земной коры материков. Существенно, что гранитоиды появились после накопления эффузивно-осадочных толщ нуклеарной стадии. На Луне после консолидации ее поверхностной оболочки и завершения дифференциации анортозитовой коры (4,4 млрд. лет назад) ни атмосфера, ни гидросфера не удержались. Следовательно, на Луне не создано предпосылок для формирования "гранитно-метаморфического слоя".

Интересна длительность развития (Штрейс, 1968; Павловский, 1970) куполов (около 1 млрд. лет), сохранивших свое пространственное положение, несмотря на то, что нуклеарный режим сменился протоплатформенным и протогоэосинклинальным. С ходом времени менялся химизм пород гранитного семейства. В схематическом виде это изменение выражалось переходом от древнейших плагиогранитов к "нормальным калиевым разновидностям".

Рост гранитных куполов вверх и по периферии был в протогее ведущим фактором тектогенеза (Павловский, 1970, 1973; Pavlovskij, 1974а, б), осуществлявшимся в условиях господства верти-

кальных движений "всплывающих" куполов и отсутствия полей горизонтальных напряжений в земной коре. Следует обратить внимание на то, что развитие куполов вовсе не ограничивалось глубинными зонами. Нередко купола росли в приповерхностных частях коры, в среде слабо метаморфизованных эффузивов и осадочных пород.

Забегая несколько вперед, подчеркнем, что в отличие от своих предков граниты неогей являются функцией тектогенеза. Большинство гранитных тел связано с линейными складчатыми структурами геосинклинальных областей, где они локализованы преимущественно в антиклинорных зонах или их расположение контролируется разломами.

Вследствии нуклеарный комплекс в ряде случаев не вовлекался в геосинклинальный процесс, вслед за нуклеарной стадией наступала стадия протоплатформенного развития. Базитовый нуклеарный фундамент отлично сохранил нелинейную структуру, хорошо видимую, например, на структурной карте Канады, в провинциях Невольничей, Гренвилль, в отдельных участках провинции Верхнего озера (Géologie..., 1972).

В случае наложения протогеосинклинали на базитовый нуклеарный фундамент последний, естественно, сминался в систему линейных складок вместе с перекрывающей его толщей протогеосинклинальных накоплений. В качестве примера можно указать на складчатые геосинклинальные комплексы, сформированные тимптоно-желтулинской, брянтинской, купуринской и батомгской сериями Алданского щита (Глуховский, Ставцев, 1973).

Интенсивность метаморфизма эффузивно-осадочных пород нуклеарной стадии очень неравномерна. В этом, видимо, заключается одно из существенных отличий нуклеарной стадии от лунной. Региональный метаморфизм на уровне гранулитовой и амфиболитовой фаций характерен для щитов Евразии. Эффузивы и осадочные породы нуклеарной стадии в пределах других континентов местами метаморфизованы совсем слабо (фация зеленых сланцев) и сохранили все свои текстурные и структурные особенности. Наиболее ярко это удивительное явление выражено в Южной Родезии (MacGregor, 1951), в Свазиленде (Anhaeusser e.a., 1969), в отдельных частях Канадского щита (Марков, 1962; Géologie..., 1972). Таким образом, старинный тезис, гласящий, что чем древнее тот или иной комплекс пород, тем он сильнее метаморфизован, не находит себе подтверждения, на чем справедливо настаивал Эскола (1967). Так же неверно и утверждение об обязательном всеобщем высокотемпературном метаморфизме архейских образований.

Как мы уже отмечали, вслед за нуклеарной стадией обычно наступал протоплатформенный режим. Термин "протоплатформа" для обозначения платформ протогея был предложен Е.В. Павловским еще в 1963 г. на Совещании по проблемам тектоники в Москве. Значению протоплатформ в формировании структуры континентов в последнее время придается большое значение (Глуховский, Ставцев, 1973; Кропоткин, 1971; Лазько, 1961; Муратов, 1972, 1973; Мусатов, 1964; Павловский, 1975; Палей, 1973; Федоровский, 1972; Рябенко, 1970; Ян-

шин, 1966). Чехол протоплатформы залегает трансгрессивно и несогласно на размытом базитовом фундаменте, в той или иной степени гранитизированном. Смена режима на разных континентах происходила в разное время. Наиболее древний возраст этого рубежа намечается для Приазовской части Украинского щита (около 3,5 млрд. лет, по данным Р.М. Полуновского, 1969), для Кольского полуострова (не менее 3,1–3,4 млрд. лет, по данным Э.К. Герлинга и др., 1968). Более молодой возраст (около 2,4 млрд. лет) возникновения протоплатформенного режима фиксируется на Канадском щите.

Установление относительно спокойного режима протоплатформ подчеркнуто присутствием каолинитовых кор выветривания или продуктов их переотложения, например, на Балтийском щите (предъятулийская кора выветривания), Алданском щите (иенгская и доудоканская коры выветривания), в приазовской части Украинского щита, на Канадском щите (предгуронская кора выветривания). Значительная мощность переотложенной коры выветривания, наблюдаемая к западу от Алданского щита (тепторгинская серия нижнего протерозоя), свидетельствует о большом промежутке времени, отделившем общий подъем и высокое стояние денудированного базитового фундамента от последующей эпохи формирования протоплатформенного чехла. На Кольском полуострове аналогичную смену режима подтверждает появление расчлененного Мончегорского плутона пироксенитов, перидотитов и норитов на рубеже 3,1–3,4 млрд. лет, появившегося в условиях спокойного тектонического режима.

Классическими представителями протоплатформенного чехла являются удоканская серия Восточной Сибири (Федоровский, 1972), ятулий Карелии (Эскола, 1967; Палей, 1973), гурон Канады (Géologie..., 1972), серии Модис, Доминион-Риф, Витватерсранд, Трансвааль, Шамвай и другие Южной Африки (Шуберт, Фор-Мюре, 1973; Anhaeusser e.a., 1969; MacGregor, 1951; Visser, 1956), серии Бонидоро и Орапю Гвинеи (Choubert, 1965).

Протоплатформенный чехол, мощность которого обычно измеряется километрами (иногда — десятки и более), сложен обломочными, вулканогенными, порой карбонатными породами. Осадки отлагались в пологих бассейнах, прогибавшихся конседиментационно. Изучение условий осадконакопления, фациального и формационного состава протоплатформенного чехла представляется интересной темой исследований, тем более, что чехол содержит богатейшие месторождения полезных ископаемых.

Развитие Кодаро-Удоканского прогиба протоплатформы обстоятельно рассмотрено В.С. Федоровским (1972), проследившим все стадии этого процесса. Им опубликована целая серия карт, иллюстрирующих изменение контуров прогиба и интенсивности осадконакопления в различные отрезки времени. Шуберт и Фор-Мюрэ (1973), составившие обширную сводку по тектонике Африки, отметили, что на юге, "как бы это ни казалось невероятным, область оставалась кратоном в течение около 3 млрд. лет после свазиландского орогенеза. Ее последующая история — образование серии осадочных бассейнов без проявления

орогенеза и регионального метаморфизма" (с. 490). Главные бассейны — Витватерсранд, Трансвааль и, может быть, Понголо. Бассейны сложены мощными (местами около 12 км) спокойно лежащими отложениями, континентальными, мелководными. Значительную роль в разрезе Южно-Африканской протоплатформы играют также основные и кислые эффузивы.

Чехол протоплатформы в удалении от гранито-гнейсовых куполов залегает спокойно. Характерны такие структуры, как моноклинали, грабен-синклинали, брахиальные формы складок, не подчиненные какому-либо определенному направлению, что характерно для структур платформенного типа.

Подчеркнем существенную разницу между протоплатформами и платформами неогей. В условиях протоплатформенного режима продолжался процесс формирования гранитных куполов, начавшийся ранее, в конце нуклеарной стадии. Более того, с установлением протоплатформенного режима нередко были связаны наиболее интенсивная гранитизация базитового фундамента, дальнейший рост куполов, деформация и контактовый метаморфизм пород чехла по периферии куполов. Подобных явлений в жизни платформ неогей, как известно, не наблюдается.

В большинстве случаев режим протоплатформ оказался очень устойчивым. Земная кора, мощность которой значительно увеличилась из-за появления чехла, многих плутонов основного, ультраосновного, а главным образом кислого, гранитоидного состава, приобрела большую стабильность. На границе протогея и неогей во многих случаях протоплатформенный режим наследовался режимом платформ неогей, который и сохраняется до нашего времени (щиты Украины, Капваала, Родезии, Канады). На некоторых других щитах режим протоплатформы сменялся режимом протогеосинклинали. В пределах Алданского щита (Алдано-Тимптонский блок) такая смена режимов произошла свыше 3 млрд. лет назад. В течение длительного времени в протогеосинклинали шло накопление осадочных и вулканогенных толщ (Глуховский, Ставцев, 1973).

Протогеосинклиналями, вслед за Н.В. Фроловой (1951; 1962; Frolova, 1962), автором и М.С. Марковым, давно уже было предложено называть огромные прогибы, обладавшие некоторыми признаками, свойственными геосинклиналям неогей. В прогибах накапливались формации геосинклинального типа, происходила сходная с геосинклинальной эволюция магматизма от основного и ультраосновного до кислого (образование кислых плутонов часто связано с завершающими этапами развития протогеосинклинали), протекали процессы анатексиса, мигматизации, высокотемпературного метаморфизма гранулитовой и амфиолитовой фаций. Специфика протогеосинклиналей, их отличие от геосинклиналей неогей заключались в простой их форме, в отсутствии ясно выраженных внутригеосинклинальных поднятий, в фациальной устойчивости осадочных накоплений на значительных площадях. Для протогеосинклиналей характерна также относительная простота впервые возникших в истории Земли крупных линейных складок, выдержанных по простиранию на большом протяжении. Тип протогеосин-

клинальных складчатых линейных структур указывает на возникновение новой динамической обстановки в земной коре, на первое появление полей тангенциального сжатия.

В качестве примера мы уже указывали на складчатые протогоосинклинальные области, сформированные тимптоно-желтулинской, брянтинской, купуринской и батомгской сериями, развитыми в различных частях Алданского щита (Глуховский, Ставцев, 1973). Сюда же, по мнению М.А. Гиляровой (1972) и М.В. Муратова (1973), следует относить зону беломорид Балтийского щита. Складчатые зоны, образовавшиеся на месте архейских протогоосинклиналей, выделяют В.А. Рябенко (1970) и Г.И. Каляев в пределах Украинского щита.

Структуры, подобные протогоосинклиналям, ближе всего подходят к тому определению геосинклинали, которое впервые было предложено Э. Огом еще в 1900 г.

В пределах Алданского щита протогоосинклиналь прекратила свое существование около 2,6 млрд. лет назад. От этого рубежа вплоть до настоящего времени здесь вновь установился относительно спокойный режим протоплатформы, перешедший в неогее в еще более спокойные условия типичной платформы.

Наступление второй фазы протоплатформенного режима в пределах Алданского щита было ознаменовано исчезновением поля тангенциального сжатия, общим поднятием, формированием нового (второго) уровня каолиновой коры выветривания. Вместе с тем в условиях расширения возникли многочисленные трещины. Зоны этих трещин, получившие название палеоавлакогенов (Лейтес и др., 1970), быстро заполнялись мощными вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формаций. Узкие длинные шовные прогибы типа палеоавлакогенов появились, по-видимому, в начальную фазу становления протоплатформенного режима не только на Алданском щите, но также и в Канаде. Речь идет о шовных прогибах темискамингского типа (Марков, 1962).

Появление палеоавлакогенов роднит протоплатформы с платформами неогее, в начальные моменты истории которых возникали грабенподобные впадины и авлакогены (Муратов, 1972).

Протоплатформенный чехол на Алданском щите трансгрессивно перекрывает и палеоавлакогены, и обширные площади денудированного протогоосинклинального и базитового фундамента, местами покрытого корой выветривания. В прогибах протоплатформы, оседавших конседиментационно, параллельно с накоплением мощных обломочных и вулканогенных серий чехла (прогибы Кодаро-Удоканский, Улканский, Витватерсранд и др.) шел прерывистый процесс гранитизации, затрагивавший преимущественно фундамент, но воздействовавший также и на нижние части чехла. Более того, рост гранитных куполов влиял на ход седиментации в прогибах протоплатформы, а также на детали их внутренней структуры. Чехол протоплатформы, по мнению М.З. Глуховского, служил экраном для теплового потока и "сквозьмагматических" эманаций, шедших снизу. Конечная стадия формирования чехла алданской протоплатформы была ознаменована внедрением огромного Кодарского гранитного лополита около 2 млрд. лет назад (Федоровский,

1972; Глуховский, Ставцев, 1973). Примерно в то же время на юге Африки завершение протоплатформенного режима было связано с появлением лополита Бушвелд — аналога Кодарской гранитной интрузии Восточной Сибири.

Из всего сказанного выше вытекает, что главной ареной гранитизации в протегее были протоплатформы. Гранитообразование шло и в немногочисленных протгеосинклинальных архейских прогибах, а также в появившихся позже — в протерозое — первых геосинклиналях, более или менее сходных с одноименными структурами неогее. Здесь мы не будем останавливаться на хорошо изученных протерозойских геосинклиналях, таких, как Свекофенская в Скандинавии или Лабрадорская.

Резюмируя вышеизложенное, можно сказать, что основа гранитно-метаморфического слоя земной коры была создана к концу протегее. Дальнейшее усложнение структуры и состава этого слоя и наращивание его мощности происходили в неогее по двум направлениям. Ареной процессов гранитизации, регионального метаморфизма прежде всего стали эвгеосинклинальные области, основное развитие которых приходится, по-видимому, на рифей (верхний протерозой). В течение неогее, как это прекрасно показал Н.С. Шатский (1946), они постепенно, но неуклонно прекращали свое существование, площадь их заметно сократилась. Однако увеличение материков происходило не только за счет сокращения размеров геосинклиналей. Площадное разрастание материковой коры шло также за счет захвата и переработки геосинклинальным процессом прилегающих участков океанического ложа, зоны первичных океанических платформ (Павловский, 1953), позже получивших название талассократонов. Вывод о существовании этого процесса в самых общих чертах вытекает из анализа соотношений материков и океанов, предложенного А.Н. Заварицким (1946). Увеличение материковых площадей, т.е. латеральное разрастание гранитно-метаморфического слоя, в последнее время привлекает внимание многих исследователей (Пейве и др., 1971; Муратов, 1972).

Разрастающиеся платформы неогее не остаются инертными. Под влиянием мощного процесса аркогенеза крупные части платформ деформируются, становятся ареной разнообразной магматической деятельности. Появляются многочисленные интрузии гранитоидов, особенно в мезозое, как это видно на примерах Алданского щита, Северо-Американской и Северо-Китайской платформ (Павловский, 1973, 1975; Pavlovskij, 1974 а, б). Усложнение и пополнение гранитно-метаморфического слоя происходили, следовательно, не только в геосинклинальных областях, но и в теле платформ неогее.

Итак, становление гранитно-метаморфического слоя материков прошло сложный путь, что не укладывается в представление о простой цикличности. Формирование гранитно-метаморфического слоя материковой коры началось вместе с появлением первых гранитоидов — около 3,5 млрд. лет тому назад. Модификации этого процесса не завершены до настоящего времени, так же как и дальнейшее усложнение состава и структуры упомянутого слоя. Геосинклинальная теория приложима к событиям, развивавшимся главным образом в неогее.

- Герлинг Э.К., Маслеников В.А., Морозова И.М. Древнейшие горные породы Балтийского щита. — Доклады советских геологов на XXIII сессии МГК. М., "Наука", 1968.
- Глебовицкий В.А., Друзова Г.М., Крылова М.Д. и др. Последовательность геологических процессов в южном обрамлении Алданского щита и геохронологические данные. — В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М., "Наука", 1965.
- Гилярова М.А. Стратиграфия и структура докембрия Карелии и Кольского полуострова. Изд-во ЛГУ, 1972.
- Глуховский М.З., Павловский Е.В. К проблеме ранних стадий развития Земли. — "Геотектоника", 1973, № 2.
- Глуховский М.З., Ставцев А.Л. Тектоника и основные этапы развития Алданского щита. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., "Наука", 1973.
- Заварицкий А.Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1946, № 2.
- Кропоткин П.Н. Глубинное строение и деформации древних платформ. — В кн.: Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М., "Наука", 1971.
- Лазько Е.М. Основы региональной геологии СССР, т. 3. М., "Недра", 1971.
- Лейтес А.М., Муратов М.В., Федоровский В.С. Палеоавлакогены и их роль в развитии древних платформ. — ДАН СССР, 1970, т. 191, № 6.
- Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., "Наука", 1965.
- Марков М.С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии на примере Канадского щита. — В кн.: Геология и петрология докембрия. М., Изд-во АН СССР, 1962. (Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5).
- Марков М.С., Суханов А.Л., Трифонов В.Г. и др. Геологическое картирование Луны. — В кн.: Современные представления о Луне. М., "Наука", 1972.
- Муратов М.В. Главные тектонические элементы материков. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIV сессии МГК. М., "Наука", 1972.
- Муратов М.В. Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы и история его формирования. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., "Наука", 1973.
- Мусатов Д.И. Основные этапы тектонического развития восточной части Саяно-Алтайской складчатой области и Енисейского кряжа. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., "Наука", 1964.
- Павловский Е.В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1953, № 5.
- Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — В кн.: Геология и петрология докембрия. М., Изд-во АН СССР, 1962. (Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5).
- Павловский Е.В. Ранние стадии развития земной коры. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1970, № 5.
- Павловский Е.В. Гранитообразование и тектогенез. — ДАН СССР, 1973, т. 211, № 2.
- Павловский Е.В. Кратонизация земной коры материков. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1975, № 4.
- Павловский Е.В., Марков М.С. Некоторые общие вопросы геотектоники. — В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М., "Наука", 1963. (Труды ГИН АН СССР, вып. 93).
- Палей И.П. Протоплатформенные образования Балтийского щита. — В кн.: Тектоника фундамента древних платформ. М., "Наука", 1973.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Квиннер А.Л. и др. Океаны и геосинклиальный процесс. — ДАН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Полуновский Р.М. Разрез гнейсовой серии Центрального Приазовья и проблема ее стратиграфии. — ДАН СССР, 1969, т. 187, № 6.
- Рябенко В.А. Основные черты тектоники Украинского щита. Киев, 1970.
- Суханов А.Л., Трифонов В.Г. Вулканизм и тектоника Луны. М., "Наука", 1974. (Труды ГИН АН СССР, вып. 262).
- Тектоника Евразии. М., "Наука", 1966.
- Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М., "Наука", 1972. (Труды ГИН АН СССР, вып. 236).
- Фролова Н.В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. — "Труды Иркутск. гос. ун-та. Сер. геол.", 1951, № 5, вып. 2.
- Фролова Н.В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранити-

- зации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. — "Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР", 1962, вып. 5.
- Шатский Н.С.* Гипотеза Вегенера и геосинклинали. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1946, № 4.
- Штрейф Н.А.* Проблема связи магматизма со структурной геосинклинальной системой. — Доклады советских геологов на XXIII сессии МГК. М., "Наука", 1968.
- Шуберт Ю.А., Фор-Мюрэ А.* Тектоника Африки. М., "Мир", 1973.
- Эскола П.* Докембрий Финляндии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., "Мир", 1967.
- Allègre C.J.* Evolution chimique de la Lune. — "C. r. Soc. géol. France", 1973, fasc. 3.
- Anhaeusser C.R.* Evolution of archaean greenstone belts. — "Geol. Soc. Australia. Spec. Publ.", 1971, N 3.
- Anhaeusser C.R., Mason R., Viljoen M.J., Viljoen R.P.* A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology. — "Bull. Geol. Soc. America", 1969, v. 80, N 11.
- Choubert B.* Etat actuel de nos connaissances sur la géologie de la Guyane française. — "Bull. Soc. géol. France", 1965, t. 7, N 1.
- Frolowa N.V.* Über die Entstehung der archaischen Granite Ost-Sibiriens. — In: Beiträge zum Granitproblem. Berlin, Akad.-Verl., 1961.
- Frolova N.V.* Problèmes de la stratigraphie, du métamorphisme régional et de la granitisation de l'Archeén en Jakutie du Sud et en Sibérie Orientale. BRGM, trad. N 3814. Paris, 1962.
- Géologie et ressources minérales du Canada. Partie A, 1972.
- Gill J.E.* Continents derived from basalt. — "Geol. Soc. America Spec. Papers", 1962, v. 182, N 68.
- Glikson A.Y.* Primitive archaean element distribution patterns: chemical evidence and geotectonic significance. — "Earth and Planet. Sci. letters", 1971, v. 12, N 3.
- Goodwin A.M., Shklanka R.* Archaean volcano-tectonic basins; form and pattern. — "Canadian J. Earth Sci.", 1967, v. 4.
- Goodwin A.M.* Evolution of Canadian Shield. — "Geol. Soc. Australia. Spec. Publ.", 1971, N 3.
- MacGregor A.M.* Some milestones on the Precambrian of Southern Rhodesia. — "Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Africa", 1951, v. 54.
- Pavlovskij E.V.* Historical-geological aspects of the granite problem. — "Krystalinikum", 1974a, v. 10.
- Pavlovskij E.V.* Cratonisation de la croûte continentale. — In: Géologie des domaines cristallins. Liège, 1974b.
- Rankama K.* Global precambrian stratigraphy. — "Soc. scient. fennica", 1967, v. 45, N 1.
- Stowe C.W.* Summary of the tectonic development of Rhodesian archaean craton. — "Geol. Soc. Australia. Spec. Publ.", 1971, N 3.
- Visser D.J.L.* 1956. The geology of the Barberton area. — "Spec. Publ. Geol. Surv. S. Africa", 1956, v. 15.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Исследования консолидированного основания и верхней мантии древних платформ занимают особое место в комплексном геолого-геофизическом изучении структуры и закономерностей развития литосферы. Действительно, в этих регионах, прежде всего на щитах, мы можем выяснить в сравнительно малоизмененном виде строение и состав наиболее глубоких и древних зон коры, сформировавшихся на самых ранних, начальных, стадиях ее становления (лунной, нуклеарной, протогеосинклинальной) и сохранившихся без особых преобразований с конца протогей до наших дней. Из-за глубокого денудационного среза кристаллического основания, а также отсутствия или малой мощности перекрывающего осадочного чехла эти зоны коры во многих районах древних платформ выведены на дневную поверхность или расположены вблизи нее. В таких районах, кроме того, возможно непосредственное сопоставление сведений о геологической структуре, вещественном составе и геофизических параметрах "кристаллической" части коры, что чрезвычайно важно для их правильного комплексного истолкования и повышения достоверности геологической интерпретации геофизических материалов.

Основным, наиболее информативным и точным методом исследования глубоких зон земной коры и верхов мантии является в настоящее время сейсмический, объединяющий под названием "глубинное сейсмическое зондирование" (ГСЗ) ряд модификаций, основанных на изучении порознь или совместно особенностей распространения в литосфере упругих волн разных классов (отраженные, головные, рефрагированные и др.) или их комбинаций. Сейсмические методы широко использовались в последние годы для изучения коры и мантии древних платформ, наиболее существенные результаты получены в Восточной Европе (Литвиненко, 1963, 1971; Соллогуб, 1970, 1975а, б; Строение..., 1971; Чекунов, 1972; Sollogub e.a., 1973; The Crustal . . . , 1972; и др.), Северной Америке (Berry, 1973; Hall, Hajnal, 1973; и др.) и Индостане. Особенно полные и детальные исследования проведены по системам протяженных профилей в пределах Восточно-Европейской платформы, прежде всего на Украине, Балтийском щите и в Волго-Уральской области. На Северо-Американской платформе выполнен значительный объем преимущественно рекогносцировочных наблюдений. В итоге совместных советско-индийских работ Индостанская платформа пересечена первым детальным профилем ГСЗ, на котором получена плотная система достаточно протяженных встречных и нагоняющих

годографов. Материалы исследований на указанных платформах положены в основу настоящей статьи. На рис. 1—4 (см. вкл.) приведены некоторые наиболее представительные и характерные разрезы земной коры Восточно-Европейской платформы, а также разрез через Индостан.

В целом структура коры древних платформ имеет сложное слоистоблоковое строение с градиентными изменениями и инверсиями скоростей в слоях, различным количеством границ раздела в разных блоках и весьма дробной скоростной дифференциацией. Блоки ограничены зонами глубинных и других крупных разломов, рассекающих всю кору или отдельные ее слои и обуславливающих тем самым дискретность ее структуры в горизонтальном направлении.

Общая толщина коры, вопреки еще недавно существовавшим представлениям, меняется в довольно широких пределах: на Украине — 30—60, на Балтийском щите — 32—50, в Канаде — 30—50, Индостане — 35—50 км. Граничные скорости вдоль раздела М в указанных регионах также весьма варьируют (от 7,6—7,8 до 8,4—8,6 км/с), что, видимо, свидетельствует о неоднородном составе верхов мантии. На фоне локальных изменений заметно общее нарастание значений с увеличением глубины залегания раздела М.

Переход от коры к мантии сложен и разнообразен, он не связан обычно с какой-то одной резкой гладкой границей, а осуществляется либо через целые переходные зоны, толщина которых неодинакова и достигает местами 5 км и более, либо имеет многоярусный, многоэтажный характер. В последнем случае в переходной зоне от коры к мантии выделяется не один, а два и даже более сейсмически адекватных раздела М, располагающихся друг над другом с разницей по глубине до 8—10 км. Ранее были описаны такие случаи (Соллогуб, 1970; и др.) и сформулировано представление о разновозрастности этих "дубликатов" раздела М.

Ныне получены новые данные, подкрепляющие указанную трактовку. Они относятся прежде всего к участку сочленения древней Восточно-Европейской платформы с байкалидами (галицидами) Предкарпатья и молодой альпийской складчатой областью Карпат. Здесь в основании коры выделены три идентичных по динамическим характеристикам отраженных волн раздела М и оконтурены образуемые ими структурные формы (рис. 5). Наиболее погруженный раздел М (граничная скорость по головным волнам — 8,1—8,2 км/с) с максимальными глубинами залегания до 60—65 км слагает прогиб субмеридионального простирания, уходящий от края древней платформы на север и идущий через район Львова на соединение с близдолготными нижнепротерозойскими структурами Белорусского массива. Средний по глубине (до 55—60 км) раздел М (граничная скорость — 8,1—8,2 км/с) также образует прогиб, однако простирание его северо-западное, согласное направлению байкалид Предкарпатья. Наименее глубокий (40—45 км) раздел М (граничная скорость — 7,6—7,8 км/с) расположен под Карпатами, под их внешней Скибовой зоной; слагаемая им структура вытянута уже в северо-западном направлении, полностью соответствующем ориентировке карпатских структур. Итак, прогибы по разноглубинным разделам М смеще-

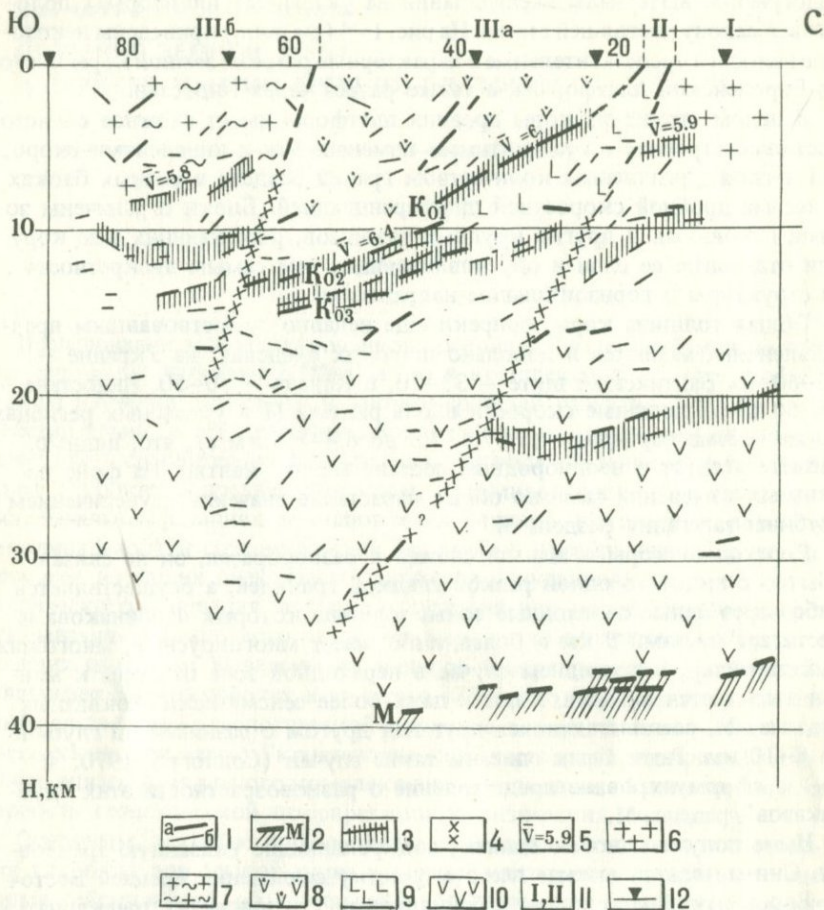


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез земной коры Балтийского щита (профиль, Имандра-Варзуга, по И.В. Литвиненко и др.)

1 — отражающие площадки в коре: сильные (а), прочие (б); 2 — отражающие площадки раздела М; 3 — промежуточные сейсмические границы в коре (вертикальная штриховка показывает точность построения границы); 4 — разломы; 5 — значения средних скоростей, км/с; 6 — архейские гранито-гнейсы; 7 — нижнепротерозойские гнейсы, сланцы, амфиболиты (тундровая серия); 8 — среднепротерозойские вулканогенно-осадочные образования (серия Имандра-Варзуга); 9 — габбро и габбро-нориты; 10 — "базальтовый" слой; 11 — тектонические зоны и блоки: I — антиклинорий центральной части Кольского полуострова, II — Панская интрузия, III — карелиды: структура Имандра-Варзуга (а), структуры, сложенные тундровой серией (б); 12 — пункты взрыва

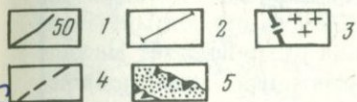
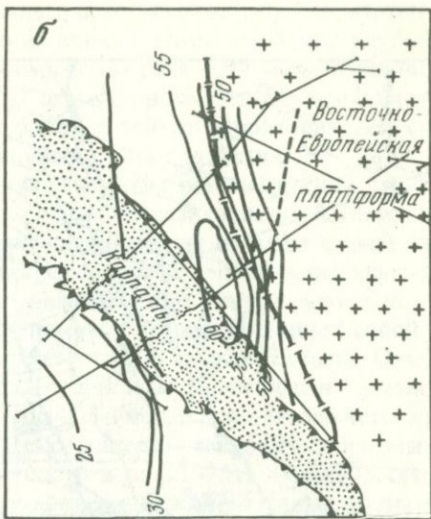
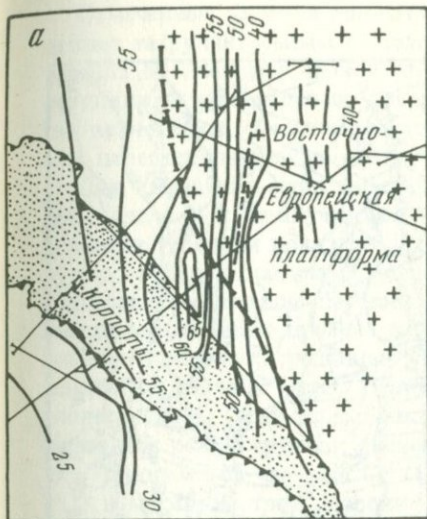
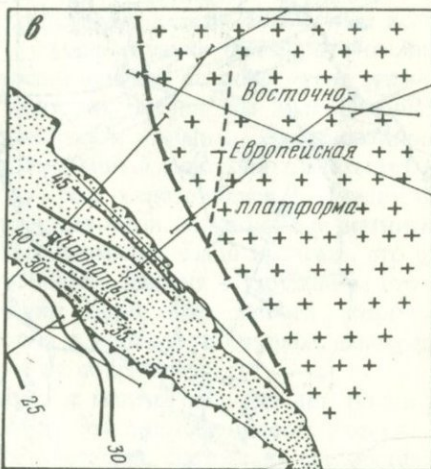
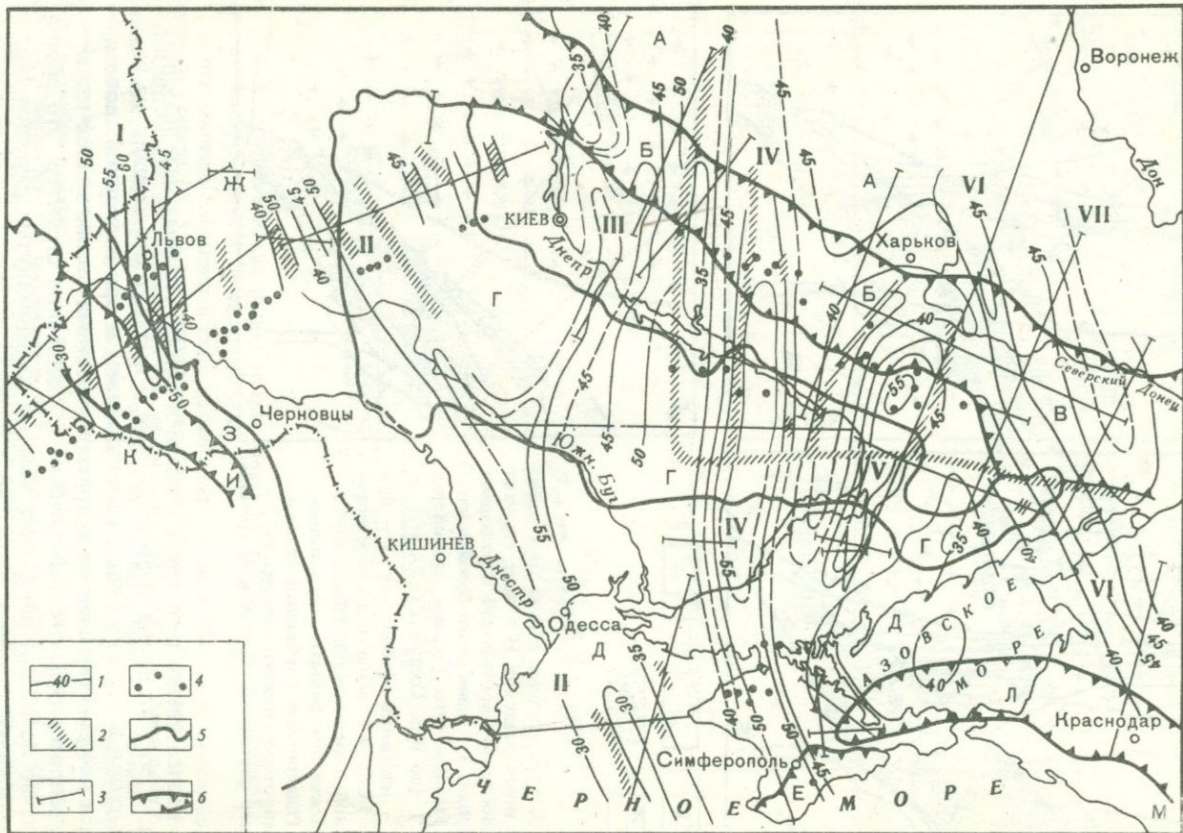


Рис. 5. Структурные схемы трех разноглубинных разделов М в зоне сопряжения Восточно-Европейской платформы и Карпат: а - раннепротерозойского (?), б - байкальского (?), в - альпийского (?) (по В.Б. Соллогубу)

1 - изолинии глубин, км; 2 - профили ГСЗ; 3 - область древней дорифейской консолидации (Восточно-Европейская платформа) и ее граница; 4 - Радеховский глубинный разлом раннепротерозойского заложения; 5 - область флишевых Карпат и ее границы



ны относительно друг друга в плане и имеют неодинаковые простирания. В то же время местоположение и вытянутость каждого из них находятся в соответствии с расположением и ориентировкой геологически документированных в приповерхностных частях земной коры нижнепротерозойских, байкальских и альпийских структур. Это обстоятельство позволяет датировать каждый из упомянутых разделов М, относя соответственно образование нижнего из них к раннему протерозою, среднего - к рифею - раннему палеозою, верхнего - к мезокайнозою. Аналогичная картина наблюдается и в других регионах Украины, например под Днепровско-Донецкой впадиной, где на субмеридиональный раннепротерозойский план основания коры наложены северо-западные структуры менее глубокого байкальско-герцинского раздела М.



Отмеченные явления многоэтажных переходов от коры к мантии делают затруднительным составление единой схемы изолиний глубин раздела М. Очевидно, выход из этого положения — поэтапная реконструкция меняющегося во времени структурного плана основания коры, аналогичная составлению для одной и той же территории нескольких палеотектонических схем основных этапов развития.

Для Украины в настоящее время завершена реконструкция структуры раздела М к началу неогена (рис. 6). Сопоставление этой схемы с данными геологии показало, что утолщения коры связаны с ныне денудированными орогенами раннепротерозойских геосинклинальных зон. Существенно меньшие глубины до подошвы коры наблюдаются под участками наиболее древней консолидации, представлявшими собой в раннем протерозое срединные и протоплатформенные массивы. Отмеченная корреляция между толщиной коры и определенными типами геологических структур использована в качестве дополнительного критерия для реконструкции раннепротерозойского тектонического плана юга Европейской части СССР (Соллогуб и др., 1975). Анализ данных ГСЗ и магнитометрии позволил установить, что интенсивные магнитные аномалии в зонах развития криворожской железорудной формации расположены обычно на участках с утолщенной корой. Совместное использование традиционного признака — прослеживания раннепротерозойских (криворожских, саксаганских) геосинклиналей по полосовым магнитным аномалиям — и глубинного критерия — толщины земной коры — дало возможность значительно дополнить и уточнить существовавшие ранее представления (рис. 7), ибо глубинный критерий срабатывал и там, где вследствие денудационного среза железорудная формация была уничтожена и соответственно отсутствовали необходимые магнитные индикаторы — полосовые магнитные аномалии. Надо полагать, что это достаточно хорошая иллюстрация ценности данных о глубинном строении земной коры — они способствуют реставрации древней геотектонической обстановки, следов которой в верхней, доступной непосредственному наблюдению, части коры не сохранилось.

Строение переходных зон от коры к мантии там, где нет дубликатов раздела М, также весьма сложное. Эти зоны, мощность которых значительно меняется по площади, расслоены, состоят из множества

Рис. 6. Схема рельефа раздела М на конец протогей (по В.Б. Соллогубу)

1 — изолинии глубин, км; 2 — разломы по поверхности М; 3 — профили ГСЗ; 4 — точечные определения глубин до раздела М; 5 — контур Украинского щита; 6 — контур Днепровско-Донецкого авлакогена, Карпат, Крыма и Индоло-Кубанского прогиба. Буквы на схеме — структуры: А — Воронежский массив, Б — Днепровско-Донецкая впадина, В — Донецкое складчатое сооружение, Г — Украинский щит, Д — Причерноморская впадина, Е — Горный Крым, Ж — Вольно-Подольская плита, З — Предкарпатский прогиб, И — Складчатые Карпаты, К — Закарпатский прогиб, Л — Индоло-Кубанский прогиб, М — Большой Кавказ. Римские цифры — зоны утолщенной земной коры, соответствующие раннепротерозойским геосинклинальным системам: I — Львовско-Карпатской (?), II — Шепетовско-Одесской (?), III — Одесско-Ядловской, IV — Криворожско-Крупецкой, V — Орехово-Павлоградской, VI — Донецко-Белгородско-Михайловской, VII — Оскольско-Шигровской

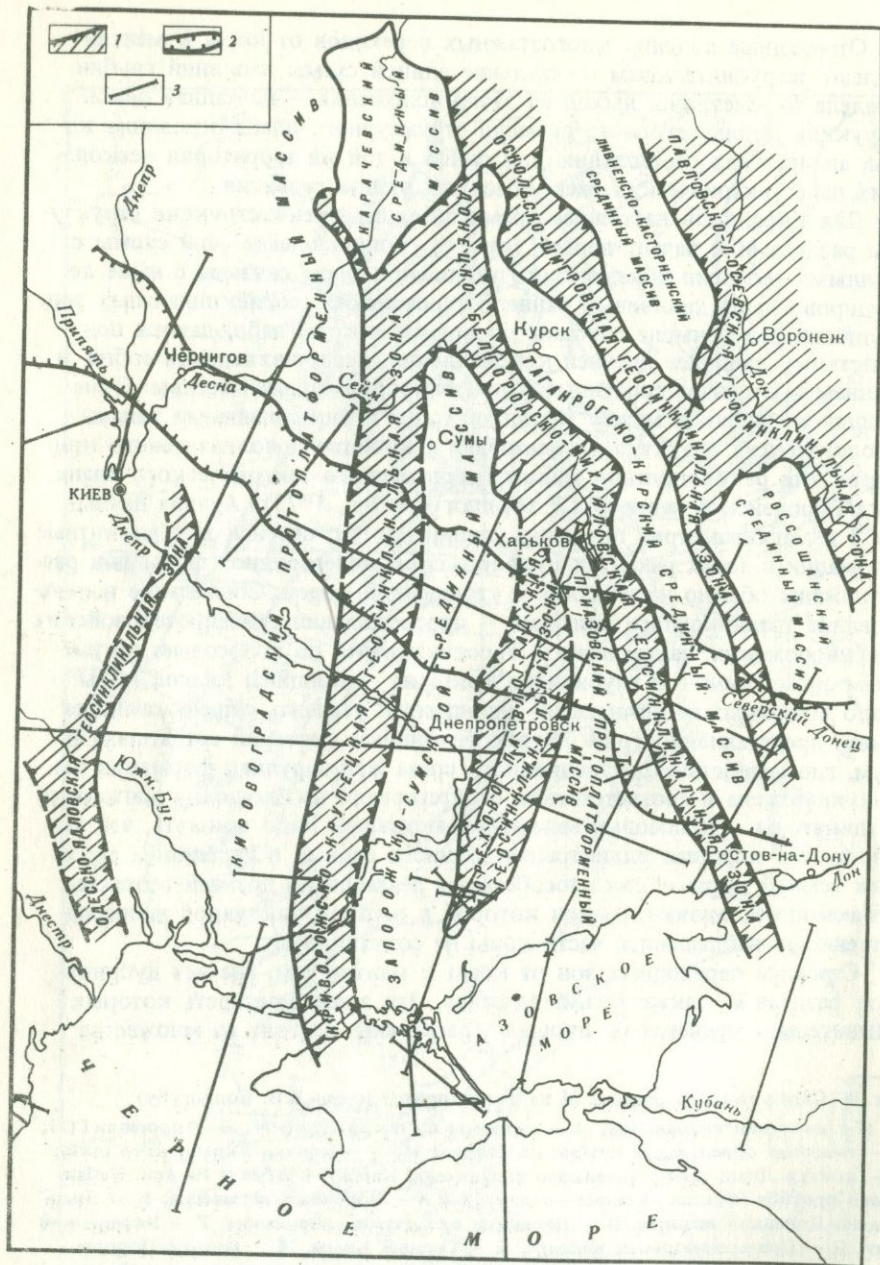


Рис. 7. Реконструкция раннепротерозойского тектонического плана Юга Европейской части СССР (по В.Б. Соллогубу, А.В. Чекунову и В.И. Павловскому)

1 — границы геосинклинальных зон (заштриховано), протоплатформенных и срединных массивов; 2 — контуры герцинского грабена Днепровско-Донецкого авлакогена; 3 — профили ГСЗ

отдельных непротяженных границ, в совокупности формирующих на сейсмических записях сложные интерференционные группы колебаний. Коровый и мантийный материалы в переходных зонах, очевидно, перемешаны, при этом роль мантийной компоненты с глубиной все более нарастает — первоначально это, надо полагать, отдельные линзы, пластины, козырьки и другие изолированные или полуизолированные тела мантийных пород, появляющиеся среди корового материала, затем ансамбли этих тел, объединяющиеся в пакеты, массивы и толстые слои и, наконец, почти сплошная мантийная ткань с отдельными небольшими включениями пород коры. Изменение толщины переходных зон от участка к участку, по-видимому, не случайно; очевидно, оно несет какую-то важную, но пока неясную информацию о глубинных процессах в зоне контакта коры и мантии.

Тонкая расслоенность характерна не только для раздела М, но и для всей консолидированной части земной коры; в ней она, однако, не так четко выражена и преимущественно дисперсно рассеяна. Обуславливающие эту расслоенность отдельные сейсмические границы имеют, как правило, локальное развитие — они то появляются, то исчезают; и лишь их сгущения в разрезе образуют весьма протяженные зоны, объединяющиеся при ГСЗ (специфика метода) в единые квазирезкие внутрикоровые горизонты регионального распространения. С особой очевидностью это выяснилось недавно, когда для изучения глубинных зон коры были применены модификации сейсмического метода с высокой разрешающей способностью (рис. 8). Следует заметить, что возникновение сгущений локальных границ не является игрой случая, а отражает реально существующее расслоение консолидированной части коры на отдельные крупные структурно-петрографические комплексы.

Наиболее значительными из этих комплексов являются "гранитный" и "базальтовый" слои, между которыми должна располагаться граница Конрада. Исследования последних лет показали, что выделение таких комплексов в общем правомерно, однако разграничить их иногда не так просто. Основные трудности возникают из-за слабой выраженности или даже полного отсутствия во многих регионах раздела К. Использование для выделения раздела К только критерия граничных скоростей (6,8—7,0 км/с) или признака наибольшей выдержанности и динамической выразительности волн от какого-либо одного из промежуточных горизонтов кристаллической части коры может привести к некорректному определению границы между "гранитным" и "базальтовым" слоями. В разрезе земной коры некоторых участков Украинского щита на сравнительно небольших глубинах выделены сейсмические горизонты с граничными скоростями порядка 6,6—7,0 км/с; такие же значения наблюдаются на поверхности кристаллического субстрата в районах развития габбро-лабрадоритов и анортозитов Коростенского и Корсунь-Новомиргородского интрузивных массивов. Ни в том, ни в другом случае, однако, эти горизонты не могут быть связаны с поверхностью "базальтового" слоя, ибо ниже их вновь появляются породы с упругими параметрами "гранитных" пород (пластовая скорость 6,1—6,2 км/с).

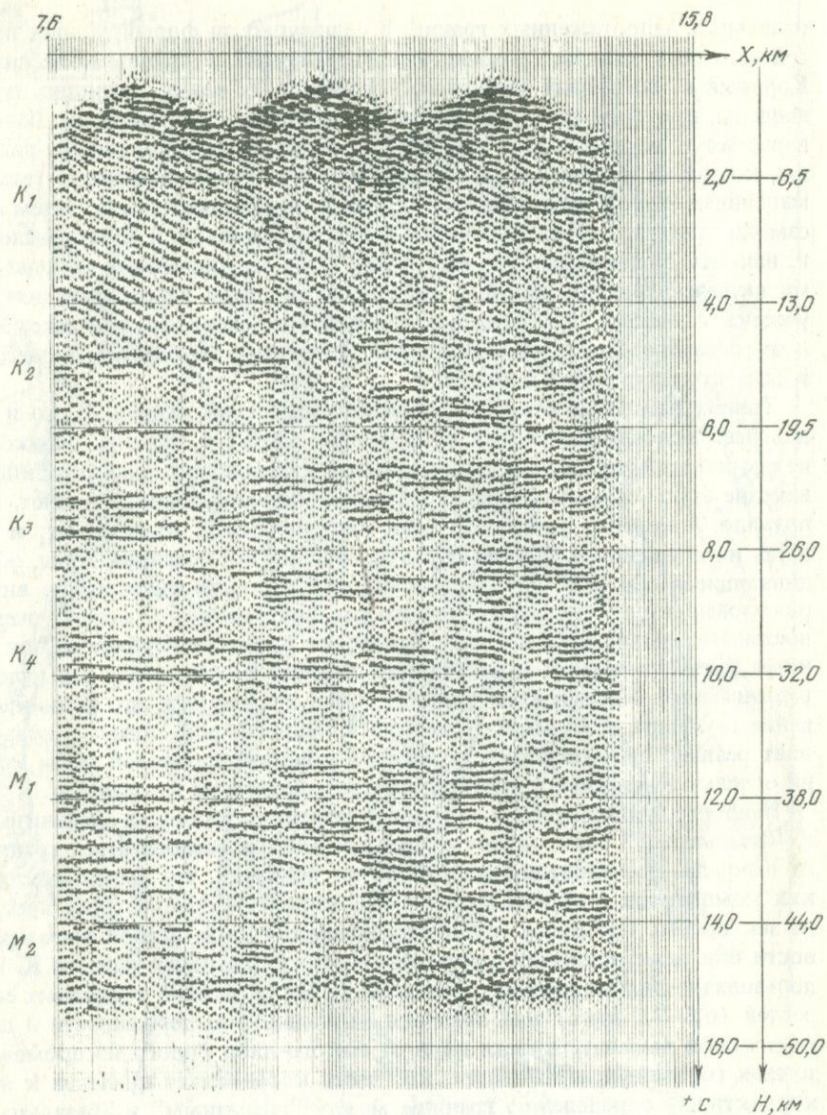


Рис. 8. Временной разрез земной коры северного склона Украинского щита
 Отражающие горизонты: K_1 — K_4 — в консолидированной коре, M_1 — M_2 — в основании земной коры

Аналогичные явления отмечены также на Балтийском щите. Вдоль всего Украинского щита с востока на запад в разрезе кристаллической части коры прослежен только один выдержанный промежуточный горизонт (см. рис. 1), от которого получены четкие интенсивные отраженные волны. Подобный же горизонт выделен под западным склоном Украинского щита (рис. 9). Эти горизонты между тем также не являются поверхностью "базальтового" слоя, как это ранее считалось, так как значения скоростей в интервале глубин их залегания (8–18 км), определенные ныне по рефрагированным волнам, не превышают 6,4 км/с. В земной коре Украинского щита, таким образом, раздела К как сейсмически выраженной границы нет.

Наличие в верхней части коры в районах Украинского щита комплексов с повышенными упругими параметрами, как упоминавшихся выше, так и других, со скоростями, не выходящими за пределы значений, свойственных породам гранитного ряда, обуславливает появление ниже этих комплексов волноводов. Они выделены на нескольких участках, пластовые скорости в них 6,1–6,2 км/с. Низкие значения теплового потока на Украинском щите и сравнительно небольшие глубины залегания (5–15 км) этих волноводов не позволяют объяснить снижение скоростей в них действием современных температурных факторов. Здесь, несомненно, налицо изменение петрографического состава пород. Сопоставление с поверхностной геологией щита дает возможность предположить соответствие рассматриваемых волноводов зонам коры, которые в свое время генерировали магму коростенских и кировоградских гранитов.

В целом природа сейсмических границ в консолидированной коре, по-видимому, различна. В верхней ее части (до 15–20 км) эти границы, вероятно, отражают преимущественно элементы первичных складчатых форм, разломов, интрузивов, магматических очагов и др., в нижней — главным образом положение фронтов метаморфической переработки материала коры, в значительной степени затушевывающей исходную геологическую структуру. Такое предположение вытекает прежде всего из рассмотрения некоторых характерных разрезов земной коры Балтийского щита (Литвиненко, 1963; Литвиненко, Анкудинов, 1971; Sollogub *et al.*, 1973; и др.).

Несмотря на то, что в разрезе земной коры Украинского щита нет раздела К, ее низы, судя по значениям скоростей, несомненно сложены породами, соответствующими "базальтовому" слою. Мощность "базальтового" комплекса без знания положения его кровли точно определить трудно; она, однако, гораздо меньше, чем представлялось ранее. Толщина "гранитного" комплекса, соответственно, значительно больше — не менее 25–30 км. Это — важное заключение, ибо оно вынуждает пересмотреть широко распространенное представление о повышенных мощностях "базальтового" слоя под щитами и предполагает чрезвычайно мощные проявления гранитизации в дочехольную стадию формирования земной коры древних платформ.

В зонах прогибов, выполненных осадочной толщей большой мощности (Днепровско-Донецкая, Прикаспийская впадины и др.), в отличие от щитов и массивов, наряду с общим утонением коры наблюдается сокра-

0,00

23,40

40,30

66,30

87,10

117,00

115,775

X, ПК

1,0

2,0

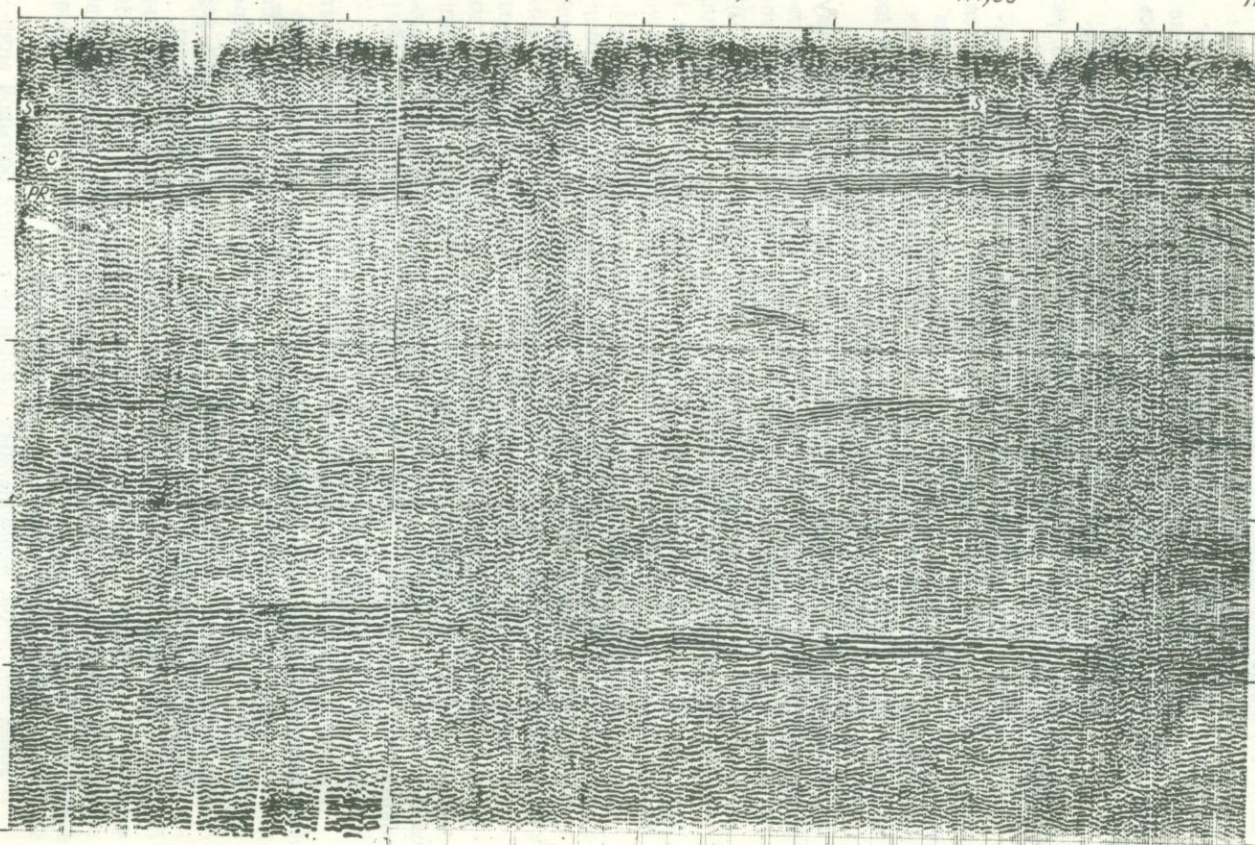
3,0

K₁

4,0

5,0

t.c



шение толщины "гранитного" слоя и приближение раздела К к поверхности консолидированного фундамента. В предельных случаях (например, на юго-востоке Днепровско-Донецкого авлакогена и др.) "гранитный" слой имеет очень небольшую мощность.

Материалы о глубинном строении земной коры, полученные в результате сейсмических исследований, существенны для ретроспективной оценки ряда важных моментов истории становления древних платформ. Рассмотрим ее кратко, в схематизированном виде, применительно к Украинскому щиту. Первоначальная кора, надо полагать (Муратов, 1966; Павловский, Марков, 1964; Хаин, 1973), имела "лунный" характер и состояла из базальтов и анортозитов. В дальнейшем под воздействием высокого давления, температуры и, вероятно, поступавших из мантии флюидов она была метаморфизована вплоть до гранулитовой фации, а затем, около 3,5 млрд. лет назад, гранитизирована. С этого момента геологической истории появляется "гранитный" слой, в состав которого вошли не только метасоматически измененные супра-крупные толщи, но и гранитизированная часть ранее существовавшего "базальтового" слоя, а местами, возможно, и верхов мантии. Породы этого древнего "гранитного" слоя первой генерации представлены на Украинском щите гранито-гнейсами Среднего Приднепровья, имеющими возраст 3550 млн. лет, и чарнокитами Побужья. Последний район заслуживает специального рассмотрения. Чарнокиты, как известно (Слензак, 1960; Чарнокиты, 1964; и др.), — гранитизированные породы самых глубоких зон коры, отвечающих гранулитовой фации метаморфизма, или даже видоизмененные мантийные образования. В Побужье, таким образом, в настоящее время близмантийные горизонты первичной коры, а может быть, и сама древняя мантия вследствие глубокого денудационного среза выведены на поверхность. Раздел М, однако, по данным ГСЗ, расположен здесь на глубине никак не менее 40—45 км (см. рис. 1). Сопоставление этих фактов позволяет по достоинству оценить амплитуду вертикального "соскальзывания" раздела М по разрезу литосферы и, соответственно, масштабы и мощь воздействия на нее процессов гранитизации, происходивших в истории щита неоднократно.

С востока к району выходов чарнокитов приближается к поверхности единственный в земной коре Украинского щита четкий протяженный сейсмический горизонт, описанный выше. Он прослежен вдоль всего щита, от Приазовья до Побужья, причем глубины до него в этом направлении уменьшаются от 20 до 8 км. Можно предположить, что этот горизонт соответствует реликтовой поверхности ныне гранитизированной древней мантии.

Резкая дифференциация земной коры по толщине одновременно с ее дроблением и образованием протоплатформ впервые наметилась в раннепротерозойскую эру. К концу этой эры под эпигеосинклиналь-

Рис. 9. Временной разрез верхней части земной коры западного склона Украинского щита (район Бучача)

S, E — отражающие горизонты в осадочном чехле; PR — поверхность фундамента; K₁ — отражающий горизонт в "гранитном" слое

ми орогенами образовались утолщения коры, сохранившиеся в разрезе литосферы до наших дней (см. рис. 1, 6). Около 2 млрд. лет назад, в раннекарельскую тектоно-магматическую эпоху, земная кора вновь подверглась интенсивной гранитизации, что привело к наращиванию и по существу завершению формирования "гранитного" слоя древних платформ (Муратов, 1966; Павловский, 1964; Павловский, Марков, 1964; Хаин, 1973; и др.). В среднем протерозое внедрялись уже многослойные субплатформенные интрузии Коростенского и Корсун-Новомиргородского типов, габбро-лабрадоритовая и анортозитовая составляющие которых обусловили появление в верхних частях коры Украинского щита высокоскоростных сейсмических горизонтов. Магматические камеры, генерировавшие материал этих интрузий, их кислой компоненты — гранитов рапакиви, сохранились в разрезе коры на сравнительно небольших глубинах в виде слоев с пониженными скоростями. Плавление "гранитного" слоя и последовавшая затем интрузивная деятельность должны были привести к гомогенизации и увеличению консолидации земной коры. К началу неогена становление фундамента древних платформ было завершено.

В последующие, чехольные, стадии (авлакогенная, плитная и др.) формирования этих платформ их консолидированное основание сохранилось практически без изменений в приподнятых участках (щиты, выступы и т.д.), но подверглось очень значительным преобразованиям в зонах глубоких прогибов. Под ними, как указывалось, сокращена общая мощность коры, а "гранитный" слой, несмотря на быстрое (начиная с позднего протерозоя) прекращение действия денудационных процессов, резко редуцирован в мощности вплоть до почти полного выклинивания. Особенно показательным в этом отношении сравнение Украинского щита и Днепровско-Донецкого авлакогена. Щит длительно и интенсивно размывался, между тем толщина "гранита" в его пределах составляет не менее 25–30 км. Днепровско-Донецкий же авлакоген начал прогибаться, вероятно, еще в рифее (его фундамент уже в то время ушел из зоны действия агентов денудации), и, несмотря на это, мощность "гранитного" слоя составляет здесь не более 10–15 км, а на юго-востоке авлакогена — и того меньше. Намечается общая закономерность: чем глубже прогиб, тем более "океанична" его кора. Подобные соотношения могут быть объяснены только действием глубинных причин, приводящих, по-видимому, к растяжению, раздвиганию, растаскиванию коры и глубокой переработке слагающих ее слоев. Если для протогей мы отмечали гранитизацию "базальтового" слоя и, возможно, верхов мантии, то для развитых на древних платформах прогибов неогей можно говорить о растяжении и базификации "гранитного" слоя.

Вообще, не исключено, что наряду с вертикальными движениями и мощными метаморфическими преобразованиями земной коры горизонтальные подвижки глыб, блоков и отдельных пластин литосферы также играли большую роль в формировании древних платформ. Учитывая существенную гипотетичность предложенных выше интерпретаций, нельзя полностью отвергнуть возможность истолкования отмеченных явлений расщепления раздела М, сложной структуры переходных зон, дисперсно рассеянной расслоенности кристаллического субстрата, утолщения земной

коры, появления волноводов как результата латеральных перемещений в литосфере, приводящих к сучиванию материала, удвоению разреза коры или отдельных ее частей, надвиганию более высокоскоростных комплексов на низкоскоростные и др. Реализации подобных перемещений могло способствовать наличие в консолидированной части земной коры весьма пологих разрывов. Такие нарушения с углами падения сместителей около 45° и менее документированы ныне исследованиями ГСЗ на востоке Индостана, где Восточные Гаты надвинуты на Куддапахскую впадину, в районе Коростенского интрузивного массива на Украинском щите, местами в краевых частях Днепровско-Донецкого авлакогена и т.д. Наличие тангенциальной компоненты движений в целом несомненно; неясно лишь, насколько она значительна и как велика ее роль в формировании фундамента древних платформ. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Развитие комплексных геолого-геофизических исследований земной коры в районах древней консолидации, несомненно, принесет еще много новых данных, будет способствовать решению спорных проблем и позволит приблизиться к правильному пониманию структуры и общей эволюции литосферы.

ЛИТЕРАТУРА

- Литвиненко И.В.* Новые сейсмические данные о строении земной коры Балтийского щита. — ДАН СССР, 1963, т. 149, № 6.
- Литвиненко И.В., Анкудинов С.А.* О соотношении между поверхностными и глубинными структурами земной коры Балтийского щита. — В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, "Наукова думка", 1971.
- Муратов М.В.* Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования. — "Изв. вузов. Геол. и разв.", 1966, № 3.
- Павловский Е.В.* Происхождение и развитие древних платформ. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., "Наука", 1964.
- Павловский Е.В., Марков М.С.* Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов. Доклады советских геологов на XXII сессии МГК. М., "Наука", 1964.
- Слензак О.И.* Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Соллогуб В.Б.* Структура земной коры Украины. Киев, "Наукова думка", 1970. (Геофиз. сб. АН УССР, вып. 38).
- Соллогуб В.Б., Чекунов А.В.* Глубинное строение и эволюция земной коры. — В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев, "Наукова думка", 1975а.
- Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Павловский В.И.* Геолого-геофизическая реконструкция раннепротерозойского тектонического плана юга европейской части СССР. — "Геол. журн. АН УССР", 1975б, т. 35, вып. 2.
- Строение земной коры центральной и юго-восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии). Киев, "Наукова думка", 1971.
- Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М., "Недра", 1973.
- Чарнокиты. Доклады советских геологов на XXII сессии МГК. М., "Наука", 1964.
- Чекунов А.В.* Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев, "Наукова думка", 1972.
- Berry M.J.* Structure of the crust and upper mantle in Canada. — "Tectonophysics", 1973, v. 20, N 1—4.
- Hall D.H., Hajnal Z.* Deep seismic crustal studies in Manitoba. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1973, v. 63, N 3.
- Sollogub V.B., Litvinenko I.V., Chekunov A.V.* e.a. New DSS-data on the crustal structure of the Baltic and Ukrainian shields. — "Tectonophysics", 1973, v. 20.
- The crustal structure of Central and Southeastern Europe based of the results on explosion seismology. — "Műsz. könyvkiado", 1972, v. 3.

ГЛУБИННАЯ ТЕКТОНИКА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

В настоящее время из всех моделей глубинного строения коры континентов наибольшим признанием пользуется горизонтально-слоистая модель. При этом предполагается, что в общем чем древнее толщи, тем глубже они лежат. Тектонические деформации местами нарушают эту последовательность, но в принципе она сохраняется. Такая модель глубинного строения коры тесно связана с представлением о преимущественно супракрустальном (осадочном или вулканогенном) первичном происхождении большей части материала континентальной коры, при котором залегание более древних образований в более глубоких частях коры является вполне естественным.

Горизонтально-слоистая модель вполне соответствует строению чехла платформ и в общих чертах применима также для геосинклиналей. Но далеко не очевидно ее соответствие строению древних глубоко метаморфизованных образований, которые составляют большую часть объема континентальной коры.

Хотя геологическим наблюдениям доступны только самые близкие к поверхности части коры, однако на большой площади выходят (или залегают под тонким покровом молодых отложений) породы, побывавшие, судя по величине давлений, при которых они подвергались метаморфизму, на глубинах 20—35 км, т.е. в пределах той части коры, которую называют "базальтовым" слоем. Таким образом, по данным приповерхностных наблюдений можно судить и о строении самых глубоких частей коры, хотя для этого надо учесть влияние процессов, происходивших при подъеме глубинных пород к поверхности.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ДРЕВНИХ ГЛУБОКО МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ

На ранних стадиях изучения геологии метаморфических комплексов имелись только указания на весьма сложную складчатость, наблюдаемую в обнажениях. По мере проведения мелкомасштабных геологических съемок стало обнаруживаться, что плоскостные текстуры метаморфических пород нередко обрисовывают крупные простые складки. В результате отождествления всех плоскостных текстур с первичной слоистостью возникло мнение об относительно простой структуре многих древних метаморфических комплексов.

Проведение детальных геологических съемок и специальных структурных исследований в самых различных районах позволило обнаружить в метаморфических толщах сложные тесно сжатые складки там, где ранее предполагались крупные моноклинали. Выяснилось, что новообразованные плоскостные текстуры, часто обрисовывающие относительно простые структурные формы, параллельны не слоистости, а осевым поверхностям более ранних сильно сжатых складок. Установлено, что эти толщи испытали складкообразование не одного этапа, а нескольких. Представления о простой структуре древних глубоко метаморфизованных комплексов, возникавшие иногда на начальных этапах исследований, отвергались в ходе дальнейшего изучения с появлением данных, говорящих, наоборот, об их весьма сложном строении (Эз, 1970).

Метаморфические комплексы сложены геологическими телами преимущественно пластообразной формы. Наиболее яркой чертой их структуры являются складки, в которые смяты эти тела. Преобладают линейные или брахиформные складки с одинаково выраженными антиклиналями и синклиналями, иногда с резко ундулирующими шарнирами. Ориентировка складок в пространстве очень разнообразна, широко развиты лежачие складки. Разнообразна и форма поперечного сечения складок, хорошо проявлена дисгармония. Одновременно встречаются складки нескольких порядков, от мельчайших до измеряемых километрами. Крупные и мелкие складки одной и той же системы обладают приблизительно одинаковым пространственным положением, более или менее одинаковой степенью сжатости, сходным характером сопряжения с разрывами и упорядоченными текстурами пород.

Породы, подвергшиеся региональному метаморфизму, практически всегда имеют упорядоченную текстуру. Наиболее обычна сланцеватость, которая в складчатой структуре расположена более или менее параллельно осевым поверхностям складок. В тесно сжатых изоклиналильных складках она оказывается практически параллельной крыльям складок, а поскольку такие складки очень широко распространены, это послужило причиной появления представления о том, что сланцеватость развивается параллельно слоистости. В неслоистых и, соответственно, не смятых в складки породах сланцеватость обычно развивается вдоль направления наибольшей вытянутости тел, если эта вытянутость имеет деформационное происхождение. Метаморфическая и мигматитовая полосчатость чаще всего развивается параллельно сланцеватости.

Особенно сложны для выявления изоклиналильные складки (рис. 1, 2). Их нельзя обнаружить по различию залеганий крыльев, а в замках у них часто вместо плавного изгиба видны осложняющие более мелкие острые разорванные складочки, маскирующие изгиб. Существует много примеров, когда такие тесно сжатые складки, хорошо видимые в одних породах, становятся совершенно неразличимыми на своем продолжении в других породах.

Во всех метаморфических комплексах на той или иной стадии формировались весьма тесно сжатые складки. Следовательно, структура этих комплексов является результатом очень больших деформаций, которым редко подвергались неметаморфизованные толщи. Кроме того,

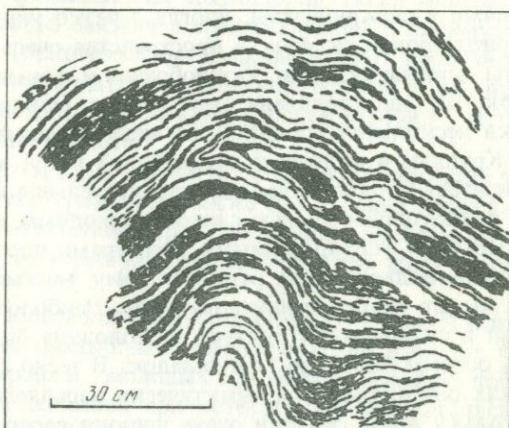
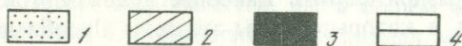
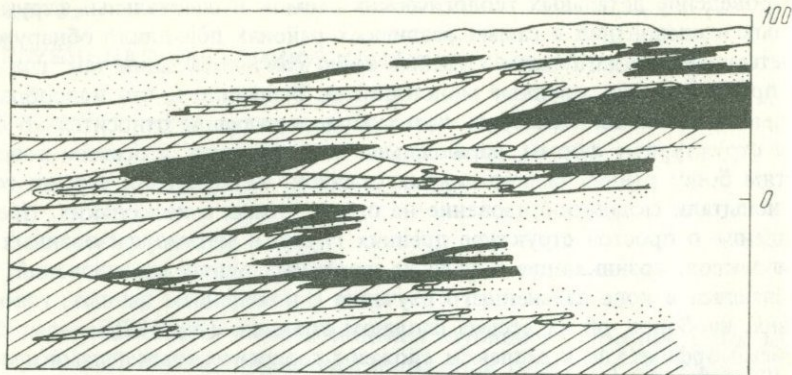


Рис. 1. Разрез участка беломорского мигматитового комплекса (перпендикулярный шарнирам лежачих складок; без искажения вертикального масштаба)

1 — глиноземистые мигматиты; 2 — амфиболсодержащие мигматиты; 3 — амфиболиты; 4 — разрывные нарушения

Рис. 2. Тесно сжатые складки в кристаллических сланцах ольхонской серии Прибайкалья (рисунок по фотографии)

Рис. 3. Ранняя лежачая изоклиная складка, изогнутая в прямую складку, в метаморфических сланцах Восточного Саяна (по фотографии Ю.В. Миллера)

в структуре всех древних метаморфических комплексов широко проявлено последовательное наложение деформаций разного плана. Наиболее ярко оно выражено в наложении складок. При этом крылья складок, упорядоченные текстуры, связанные со складками, и осложняющие складки разрывные нарушения изгибаются в систему новых складок. Наложение мелких складок можно наблюдать непосредственно в обнажениях (рис. 3), наложение крупных складок (рис. 4) выявлено геологическими съемками.

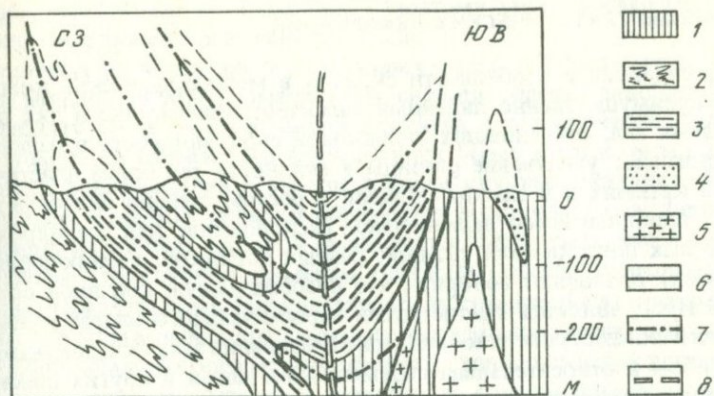


Рис. 4. Ранние лежачие складки, изогнутые в прямую складку, в метаморфических породах ольхонской серии Прибайкалья (разрез по Ю.А. Морозову)

1 — мраморы; 2 — гранат-биотитовые мигматиты; 3 — диопсид-плагиоклазовые сланцы; 4 — амфиболиты; 5 — гранитоиды; 6 — разрывные нарушения; 7 — осевые поверхности ранних складок; 8 — осевая поверхность наложенной складки

Детальные исследования показали, что, вопреки распространенному мнению, в структуре, формирующейся в условиях метаморфизма, большую роль играют разрывные нарушения (Эз, 1970). Особенно обильны разрывы, образовавшиеся в тесной связи со складчатостью. Благодаря широкому развитию лежачих складок большое значение имеют разрывы с субгоризонтальными поверхностями. Тесная сжатость складок приводит к тому, что разрывы часто оказываются почти параллельными крыльям складок и развивающимся в них плоскостным текстурам, чем затрудняется выявление природы разрывных контактов. В то же время разрывные контакты являются наиболее легко прослеживаемыми геологическими границами и часто изображаются на геологических картах как границы выделяемых подразделений.

Многочисленные тела метаморфизованных интрузивных пород не сохраняют своей первичной формы. Они, как правило, сильно сплющены в ходе тектонических деформаций, разделены на разобщенные части и имеют форму линз или пластообразных тел. Последующие деформации иного плана приводят к смятию этих тел в складки вместе с вмещающими породами.

Положительные складчатые структуры с гранитизированными породами в ядре, обычно называемые гранито-гнейсовыми куполами, описаны во многих районах. Иногда указывается, что они имеют не куполовидную, а вытянутую в плане форму. Многие авторы отмечают грибовидный характер этих структур. Как правило, такие купола и аналогичные им формы являются наложенными на более раннюю складчатую структуру, в которой широко развиты лежачие изоклиналильные складки. Последующие деформации могут сильно исказить первоначальную форму гранито-гнейсовых куполов.

Морфологические особенности складок в метаморфических комплексах (их преимущественно линейный характер; присутствие в них пластообразных тел, сохранивших одинаковую свою мощность в разных частях складок; увеличение разницы в мощности тел более пластичных пород на крыльях и в замках складок с ростом степени сжатости последних; приблизительно параллельное расположение как шарниров, так и осевых поверхностей складок разных порядков, возникающих в одно время) позволяют говорить, что преобладающей причиной образования складок является сжатие вдоль первоначального направления сминающихся в складки поверхностей. При образовании этих складок, наряду с изгибом и относительным перемещением слоев и других пластообразных тел, существенную роль играет более или менее однородная деформация пород, происходящая как до выхода деформируемой среды из неустойчивого равновесия и начала изгиба, так и по достижении складками той степени сжатости, при которой энергетически более выгодным оказывается их дальнейший рост путем однородной деформации, а не путем изгиба и относительного смещения слоев (Белоусов, 1971).

При больших остаточных деформациях изменение объема очень невелико по сравнению с изменениями линейных размеров. Поэтому уменьшение размеров геологических тел в одном направлении обязательно компенсируется соответствующим увеличением их размеров в перпендикулярных направлениях. Прямые складки формировались в горизонтально расслоенных толщах в условиях горизонтального укорочения при возможности увеличения размеров толщи по вертикали. Для образования широко распространенных в метаморфических комплексах лежащих складок, которые могли формироваться, когда в породах имелись субвертикальные текстуры, необходимы вертикальное укорочение и возможность увеличения горизонтальных размеров в направлении, перпендикулярном этим текстурам.

При формировании складок продольного сжатия, помимо изгиба и однородной деформации, происходит также неоднородная деформация слоев, приводящая к утонению их в крыльях и утолщению в замках. При высокой пластичности пород и однообразном характере разреза такая неоднородная деформация приводит к образованию подобных складок. В подобных складках мощности слоев, измеренные вдоль осевых поверхностей, остаются одинаковыми в разных частях складок. Именно с этой геометрической особенностью подобных складок связано распространенное представление о широком развитии так называемых складок скальвания, или складок течения, образование которых предполагается обусловленным неодинаковой величиной перемещения частиц слоев по параллельным направлениям, секущим слоистость, хотя процесс этот практически неосуществим в сколько-нибудь больших объемах.

Образование очень крупных структурных форм, например гранито-гнейсовых куполов, естественнее связать с действием сил, направленных

поперек изгибаемых поверхностей, и поэтому такие формы могут быть названы складками поперечного изгиба.

Различная изгибная жесткость разных слоев, обусловленная различием их мощностей и деформационных свойств пород, приводит к одновременному росту складок разного размера в разных частях толщи. При этом части разреза, где формируются более мелкие складки, оказываются вовлеченными в участие в более крупных складках. Так как и крупные, и мелкие складки образуются в одинаковых условиях нагружения, их степень сжатости оказывается приблизительно одинаковой, а основные структурные элементы (шарниры, осевые поверхности) — взаимно параллельными. Мелкие складки на крыльях более крупных приобретают при этом асимметричную форму, в связи с чем возникло представление о широком развитии в метаморфических толщах складок волочения.

Расположение сланцеватости параллельно осевым поверхностям складок или вдоль направления удлинения сплюснутых тел говорит о том, что она образуется в условиях неравностороннего давления и перпендикулярна направлению наибольшего сжатия. Однако одного лишь возникновения неравностороннего давления еще недостаточно: перестройка пород в ходе метаморфической кристаллизации приводит из-за малых величин упругих деформаций к выравниванию давлений в разных направлениях. Поэтому, чтобы образовалась упорядоченная ориентировка минералов, неравносторонний характер давления должен долгое время поддерживаться, т.е. должна продолжаться деформация. Иначе говоря, условия для образования сланцеватости создаются только в ходе большой остаточной деформации.

Новообразованная полосчатость метаморфических пород, в том числе и мигматитовая, в сланцеватых породах параллельна сланцеватости. Образование полосок новых минералов связывают с возникновением в породах зон пониженного давления вдоль поверхностей сланцеватости. Однако такие зоны не могут возникнуть в условиях продолжающегося сжатия перпендикулярно сланцеватости. Для этого направление воздействий должно измениться так, чтобы направление наибольшего сжатия, наоборот, стало близким к направлению сланцеватости.

Важным фактором образования полосчатости является раздавливание соприкасающихся тел разного состава в ходе больших деформаций. В микромасштабе это выражается в образовании милонитовой полосчатости в результате раздавливания зерен разного состава. В макромасштабе новая полосчатость образуется при раздавливании галек или валунов, различных включений, а чаще всего — тектонических обломков и линз, в том числе — фрагментов складок. Иногда чередование пород разного состава создается частым расположением параллельных жил или узких зон локального диафтореза.

Большие остаточные деформации в толщах горных пород протекают через перегруппировку частиц вещества, происходящую на разных уровнях: от перемещения крупных блоков до перестройки на атомно-ионном уровне. В условиях метаморфизма преобладающая роль принадлежит перегруппировке вещества путем перекристаллизации существовавших минералов или метаморфической кристаллизации новых минералов,

вызванной изменением термодинамических условий и особенно энергично протекающей при взаимодействии твердой фазы с межгранулярными растворами. В то же время широкое развитие бластомилонитов и катаклазитов, не связанных с разрывными нарушениями (Эз, Гептнер, 1974), говорит о существенной роли раздробления зерен и перемещения их обломков в ходе деформации. Относительная роль перекристаллизации и раздробления в формировании структуры метаморфических пород зависит от соотношения скорости перекристаллизации и скорости деформации, от того, в какой мере рост минеральных зерен успевавал залечивать происходящее разрушение. Возможность перестройки структуры пород через метаморфическую кристаллизацию и перекристаллизацию обеспечивала большую пластичность пород и достижение очень больших величин деформации.

Развитие упорядоченных текстур в метаморфических породах и закономерная связь ориентировки метаморфических минералов с геологическими структурами говорят о протекании процессов регионального метаморфизма в ходе тектонических деформаций. Можно высказать предположение, что происходящие при больших остаточных деформациях разрушение минеральных зерен, непрерывное возникновение и перемещение в них микродислокаций не только резко увеличивали активную поверхность минералов, ускоряя протекание химических реакций, но и создавали высокую проницаемость пород для метаморфизующих флюидов.

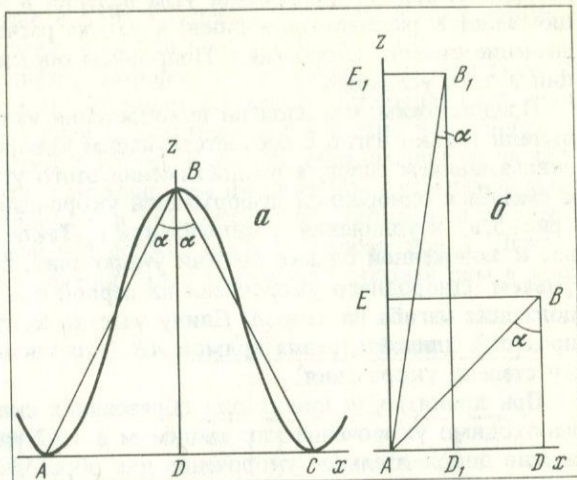
В древних метаморфических комплексах в качестве наиболее ранних структур чаще всего отмечаются тесно сжатые лежачие складки, в которые изогнуты сланцеватость или полосчатость. Однако для образования лежачих складок нужно, чтобы в толще пород были субвертикальные текстуры, которые не могли образоваться без деформации соответствующего направления. Следовательно, образование лежачих складок не является самым первым этапом деформации.

На лежачие складки обычно накладываются прямые складки, шарниры которых часто, но далеко не всегда, параллельны шарнирам лежачих складок. На эти прямые складки нередко накладываются новые лежачие складки, достигающие разной степени сжатости. На самых последних этапах деформация часто локализуется в отдельных узких зонах. Во многих метаморфических комплексах, по данным разных авторов, выявляется и более сложная история развития структуры. Этапы деформации не обязательно соответствуют тому, что называют фазами складчатости, и выделение отдельных этапов еще ничего не говорит о величине промежутков времени между ними.

ВЕЛИЧИНА ДЕФОРМАЦИЙ

Точный расчет величины деформаций сминаемых в складки толщ довольно сложен, поскольку при складкообразовании изгиб пластов сочетается с их однородной деформацией и с выдавливанием материала из крыльев в замки. Однако нам достаточно хотя бы приблизительно оценить эту величину.

Рис. 5. Расчет величины изменения размеров сминаемой толщи при образовании складок продольного сжатия



Если в складке участвуют слои или другие пластообразные тела, которые сохранили одинаковой свою мощность в разных частях складки и, следовательно, сохранили свою первоначальную длину, степень укорочения вдоль первоначального направления слоистости измеряется отношением длины изогнутого слоя ABC (рис. 5, а) к длине его проекции AC на первоначальное направление слоистости. Если вместо длины кривой ABC измерить длину ломаной ABC , мы получим несколько заниженную величину степени укорочения. Для симметричных складок можно воспользоваться отношением

$$k = AB : AD = 1 : \sin a ,$$

где k — степень укорочения, a — угол между осевой поверхностью складки и прямой, соединяющей в разрезе, перпендикулярном к шарнирам складок, шарниры смежных антиклинали и синклинали. При угле $a = 45^\circ$ $k = 1,42$, при $a = 30^\circ$ $k = 2$, при $a = 15^\circ$ $k = 4$, при $a = 6^\circ$ $k = 10$.

В метаморфических толщах можно встретить складки самой разной степени сжатости. Однако во всех глубоко метаморфизованных комплексах на том или ином этапе их структурной эволюции (а часто и на нескольких этапах) формировались очень тесно сжатые складки. Для практически изоклинальных складок величина угла a колеблется в пределах $5-8^\circ$, т.е. для их образования путем одного лишь изгиба нужно приблизительно десятикратное укорочение вдоль первоначального положения изгибаемых поверхностей.

Если слои, не меняющие своей мощности в разных частях складок, отсутствуют, расчет усложняется главным образом из-за однородной деформации всех слоев. Однородная деформация до приобретения крыльями складок угла падения в 45° приводит только к укорочению слоев, и, следовательно, произведенный по изложенному выше методу расчет дает в этом случае заниженную величину степени укорочения смина-

наемой толщи. По достижении угла падения в 45° однородная деформация ведет к растягиванию слоев, и тот же расчет даст уже завышенное значение степени укорочения. Попробуем определить величину деформации в этих условиях.

Предположим, что слои до приобретения ими угла падения в 45° испытывали только изгиб с соответствующим поворотом и взаимным проскальзыванием слоев, а по достижении этого угла изгиб прекратился и сменился однородной деформацией укорочения в направлении x (рис. 5, а) и удлинения в направлении z . Такое допущение приведет нас к заниженной оценке степени укорочения, поскольку мы не учитываем однородного укорочения на первой стадии и возможного продолжения изгиба на второй. Длину участка кривой AB заменим для простоты длиной отрезка прямой AB (что также будет занижать оценку степени укорочения).

При принятых условиях для образования складок с углом $\alpha = 45^{\circ}$ необходимо укорочение как минимум в 1,42 раза. Рассчитаем, какое нужно дополнительное укорочение для образования из них путем одной лишь однородной деформации складок с углом $\alpha = 6^{\circ}$. Такая деформация равносильна деформации квадрата $ADBE$ (рис. 5, б) в равновеликий ему прямоугольник $A_1D_1B_1E_1$ с отношением длин сторон $1:10$ (так как $\operatorname{tg} 6^{\circ} \approx 0,1$), т.е. нужно укорочение по x и удлинение по z в $\sqrt{10}$ раз, что приблизительно равно 3,2. Суммарная деформация составляет в этом случае

$$1,42 \times 3,2 = 4,5 \text{ раза.}$$

Поскольку мы приняли способ расчета, дающий заведомо заниженный результат, не будет ошибкой сказать, что для образования тесно сжатых складок с углом между крыльями 2α , равным $10-15^{\circ}$, необходимо в зависимости от механизма образования складок изменение первоначальных линейных размеров сминаемого объема между пяти- и десятикратным.

Аналогичные результаты дает оценка величины деформации в сильно раздавленных толщах по степени разобщения будин. Так, Б.И. Кузнецов (1969) по наблюдениям на хороших обнажениях беломорского мигматитового комплекса указывает, что расстояние между будинами, образовавшимися из одного пластообразного тела, нередко в 5-10 раз превышает величину будин. Д.С. Вуд (Wood, 1973) обнаружил таким же методом пятнадцатикратное изменение первоначальных размеров деформированной толщи.

Если в слоистой толще, испытывающей такие большие деформации, оказывается более или менее изометричное тело, сложенное неслоистыми породами (например, интрузивный шток), соотношения его первоначальных размеров в направлениях наибольшего укорочения и наибольшего удлинения изменяются в ходе деформации в 25-100 раз, т.е. оно выглядит практически пластообразным. В ходе последующих деформаций иного направления такое сплюснутое тело сминается в складки, как и всякое другое пластовое тело. Благодаря большим и неоднократным деформациям тела почти всех пород в метаморфических толщах

независимо от их первичного происхождения приобретают вид параллельно залегающих смятых в складки пластообразных тел.

Из очень большой величины деформаций, которые испытали глубоко метаморфизованные породы, вытекают весьма существенные следствия. Представим себе сминающуюся в складки горизонтально наложенную толщу исходной мощностью в 10 км. Если для образования очень тесно сжатых складок нужно как минимум пятикратное сокращение горизонтальных размеров толщи, то в пять раз должна возрасти и ее мощность: из 10-километровой она должна стать 50-километровой. Даже если половина такого утолщения будет уничтожена эрозией еще в ходе

Рис. 6. Схема простейшего распределения направлений очень больших деформаций в вертикальном разрезе земной коры (сплошные стрелки) и направлений движения материала при деформациях (пунктирные стрелки)



его образования, нижние части толщи вместо прежней глубины в 10 км окажутся на глубине 25 км. Таким образом, при очень больших деформациях значительных объемов пород неизбежно меняется глубина их залегания. Большие массы пород попадают в новые термодинамические условия, чем создаются предпосылки для регионального метаморфизма.

Из сказанного следует также, что очень большие деформации не могли протекать одинаково по всей мощности коры: иначе существовали бы и огромные утолщения коры, где ее мощность в несколько раз превышала бы среднюю, и (в случае образования тесно сжатых лежащих складок) участки не менее значительного утонения ее. Кора же, наоборот, в пределах большей части континентов, если она не нарушена относительно поздними процессами, имеет довольно однообразную мощность, мало отклоняющуюся от средней величины в 40 км.

Правда, существует мнение (Толстой, 1971; Базовкина и др., 1972), что подошва коры имеет фазовую природу и потому может перемещаться по разрезу при вертикальных движениях коры. Однако с этим мнением трудно согласиться. Помимо известных доводов в пользу того, что поверхность M большей частью разделяет материал с разным валовым химическим составом (Магницкий, 1965; Грин, Рингвуд, 1968; Лутц, 1970; Геншафт, Шейнманн, 1972), можно указать также на то, что границы метаморфических фаций вовсе не определяются одними лишь условиями температуры и давления, автоматически устанавливающимися на определенной глубине — иначе мы не видели бы сейчас на

поверхности пород, которые сложены минеральными ассоциациями, обрзовавшимися на очень больших глубинах.

Из того, что кора континентов, несмотря на огромные величины протекавших в ней деформаций, не меняла при этом существенно своей мощности, следует, что в разных ее частях одновременно протекали деформации в разных направлениях. Под (или над) объемами коры, уменьшавшими свои горизонтальные размеры и удлинявшимися по вертикали, должны были протекать деформации, выражавшиеся в укорочении по вертикали и удлинении по горизонтали. Рядом на тех же уровнях должны были происходить деформации противоположного направления. Простейшее распределение направлений больших деформаций в вертикальном разрезе коры показано на рис. 6. Перемещение материальных частиц при таком распределении планов деформации происходит по замкнутым кривым. Иначе говоря, такое распределение направлений больших деформаций в разрезе коры возможно только при движениях внутри коры, подобных конвективным. Оси восходящих (AA_1) и нисходящих (BB_1) движений внутри коры являются осями конвективной ячейки.

ГЛУБИНА И ТИПЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

В пользу того, что формирование структуры толщ, подвергшихся глубинному метаморфизму, происходило в условиях конвективных движений, говорят не только структурные данные. На составленной по инициативе Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР Карте метаморфических поясов СССР (Кратц, Глебовицкий, 1972) видно, что больше половины площади выходов архейских и ниже-среднепротерозойских образований занимают породы, подвергшиеся метаморфизму в условиях гранулитовой фации или высокотемпературной субфации амфиболитовой фации. Среди них очень много пород, испытавших сначала метаморфизм гранулитовой фации, а потом — гранитизацию и метаморфизм в условиях амфиболитовой фации. Давления, при которых происходил метаморфизм этих пород, подавляющим большинством авторов определяются в интервале 5–10 кбар, что соответствует литостатическому давлению на глубинах от 15 до 35 км.

В связи с трудностью объяснения выхода на поверхность на большой площади столь глубинных образований возникло представление о возможности создания в глубине коры давлений флюида более высоких, чем литостатическое давление на том же уровне. Однако такое давление не может превысить сопротивления вышележащих толщ, которое из-за малой прочности толщ пород на растяжение для больших площадей практически равно литостатическому давлению. Следовательно, подобное предположение непригодно по отношению к региональному метаморфизму, происходившему на огромных территориях.

Горизонтальные сжимающие напряжения тектонического происхождения также нередко считаются источником давлений, превышающих литостатическое. Однако такие напряжения не могут вызвать существ-

венного увеличения давления во флюидной фазе, а по указанной выше причине не могут заметно увеличить вертикальную составляющую сжимающих напряжений в твердой фазе.

Термодинамические расчеты многих авторов показывают, что кривые минеральных равновесий при негидростатическом напряженном состоянии смещаются в сторону меньших давлений. Однако этот принцип едва ли применим к геологической обстановке, поскольку в этом случае образующиеся минеральные ассоциации должны были бы зависеть от положения пород в складчатой структуре и от их механических свойств, а этого в регионально метаморфизованных толщах не наблюдается.

Приведенные доводы позволяют считать, что давления, при которых протекают метаморфические реакции, практически целиком определяются весом вышележащих пород. В то же время невозможно объяснить выход на большой площади глубинных образований на поверхность одним только общим подъемом больших участков коры и вызванной им эрозией. Этому противоречат и отсутствие накоплений продуктов размыва "покрышки" метаморфических толщ в соответствующем количестве, и выровненность подошвы коры, и отсутствие какой-либо корреляции между мощностью коры и глубиной метаморфизма выведенных на поверхность пород. Следовательно, должен быть какой-то иной способ выхода глубинных образований на поверхность, для которого не требуются вертикальные движения коры в целом. Таким способом могут быть конвективные движения внутри коры, к выводу о которых нас приводит анализ структуры метаморфических комплексов. В пользу этого предположения говорят также некоторые закономерности регионального метаморфизма.

Работами Миясиро (Miyashiro, 1961), подтвержденными данными других петрологов (Маракушев, 1965; Глебовицкий, 1973), выделены серии метаморфических фаций, соответствующие различным геотермическим градиентам. В условиях низких температурных градиентов метаморфические процессы идут без большого изменения валового химического состава пород при прогрессирующем обезвоживании. В условиях высоких температурных градиентов метаморфизм тесно связан с гранитизацией, породы претерпевают существенные изменения, обогащаясь кремнеземом, щелочами и водой.

В полиметаморфических комплексах практически всегда видна регрессивная направленность метаморфизма, выражающаяся в сохранении реликтов высокотемпературных минеральных ассоциаций среди новых, более низкотемпературных. Такая направленность изменений отражает движение пород из более глубинных условий в менее глубинные. Очень широко распространено наложение метаморфизма амфиболитовой фации и гранитизации на породы гранулитовой фации, что прямо говорит о тесной связи между восходящими движениями и гранитизацией.

В истории конкретных метаморфических комплексов параллельно действуют две тенденции: смена прогрессивного метаморфизма регрессивным и смена низкоградиентного метаморфизма высокоградиентным. Это можно объяснить тем, что образовавшиеся на поверхности породы

сначала испытывают нисходящие движения (с чем связано понижение температурного градиента), а потом оказываются вовлеченными в восходящие движения, связанные с высоким тепловым потоком и гранитизацией.

РОЛЬ ГЛУБИННОГО МАГМАТИЗМА И ГРАНИТИЗАЦИИ

Что же является причиной возникновения конвективных движений внутри коры? В.В. Белоусов (1960), а затем Тальбот (Talbot, 1969) и Х. Рамберг (1970) пришли к выводу, что в тектонических процессах весьма существенную роль играет всплывание кверху вещества нижних частей коры, оказавшегося по тем или иным причинам более легким, чем вышележащие породы. При таком всплывании происходит обмен материалом между верхними и нижними частями коры типа гравитационной конвекции. Особенности структуры древних метаморфических комплексов и направленность процессов регионального метаморфизма подтверждают справедливость этого заключения, во всяком случае для ранних этапов геологической истории.

Практически общепризнано, что формирование гранито-гнейсовых куполов вызвано поднятием гранитоидных пород вследствие их меньшей плотности по сравнению с вмещающими более основными породами. Сейчас имеются данные, что процессы гранитизации и подъема гранитизированного материала были чрезвычайно распространены в раннем докембрии и охватывали и те области, где не установлены типичные гранито-гнейсовые купола. К такому заключению приводит исследование эволюции вещества коры.

В качестве примера можно сослаться на результаты детального структурно-петрографического изучения ольхонской серии докембрия Прибайкалья (Гептнер, и др., 1974). Здесь обнаружено большое количество реликтовых тел ультраосновных и основных интрузивных пород, имеющих постепенные переходы к вмещающим их метаморфическим породам. Установлено, что в условиях метаморфизма гранулитовой фации магматические породы превращались в двупироксен-плаггиоклазовые сланцы, а при более позднем метаморфизме амфиболитовой фации — в амфиболиты. Последние при гранитизации были частично превращены в биотит-амфиболовые и биотитовые мигматиты. Во многих мигматитах, не связанных непосредственными переходами с амфиболитами, образование их из пород высокой основности можно предполагать по соотношениям содержаний элементов-примесей, которые весьма близки к соотношениям этих элементов в заведомо магматических базитах и гипербазитах.

Метаморфические преобразования интрузивных пород протекали в ходе тектонических деформаций: интрузивные тела расплющивались, распадались на отдельные вытянутые линзы, которые при последующих деформациях сминались в складки вместе с вмещающими породами. Аналогичные явления часто наблюдались и в беломорском комплексе.

Можно предполагать, что первично магматическое, в том числе и интрузивное, происхождение многих метаморфических пород часто остается незамеченным, так как метаморфические процессы и тектонические деформации (тем более, если они происходили неоднократно) почти нацело уничтожали такие признаки первичного происхождения пород, как минеральный состав, структура и текстура, форма тел и их положение в пространстве, характер контактов, валовый химический состав. Особенно это относится к породам, подвергшимся гранитизации. Большие величины деформаций приводили к сплющиванию тел различной формы, в результате чего пластообразное залегание приобретали даже интрузивные породы, а развивающаяся полосчатость придавала им видимость слоистого строения.

Преобразование основных и ультраосновных интрузивных пород в амфиболиты и переходы последних в породы состава амфиболовых, амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов наблюдались во многих метаморфических комплексах докембрия. Ряд авторов склоняется к выводу о происхождении многих амфиболитов в разных районах из основных вулканогенных пород. Анализ химизма древнейших осадков (Ронов, Мигдисов, 1970) тоже указывает на их образование в результате размыва пород высокой основности. Все это подтверждает, что важнейшим источником материала для построения древнейших метаморфических комплексов, слагающих главную часть континентальной коры, служили основные и ультраосновные выделения из мантии.

В то же время в слагающих верхние части континентальной коры древних метаморфических комплексах наиболее широко развиты породы, приближающиеся по составу к гранитоидам. Как показывают расчеты (Люстих, Салтыковский, 1960), образование большой массы таких пород не может быть объяснено поверхностной дифференциацией продуктов размыва основных пород. Детальные полевые наблюдения и петрографические исследования показывают, что в большинстве случаев образование гранито-гнейсов (и плагиогранито-гнейсов) связано не с метаморфизмом гранитоидов или осадочных пород кислого состава, а с гранитизацией более основных пород. Этот вывод подтверждается также работами многих петрологов. В пользу возможности выноса растворами необходимых для этого количеств кремнезема говорит высокая растворимость последнего в водяном паре при давлениях, соответствующих глубоким частям коры (Kennedy *et al.*, 1962).

Таким образом, данные о строении и составе древних метаморфических комплексов подтверждают не новый уже вывод о том, что наращивание континентальной коры шло в основном двумя способами: с одной стороны, в результате выделения из мантии большими порциями основного и ультраосновного материала, а с другой — путем выноса из мантии в рассеянном состоянии большого количества щелочей и кремнезема, перерабатывавших более основной материал коры в породы, близкие к гранитоидам, вплоть до образования плагиогранитов и гранитов.

В настоящее время верхние части континентальной коры сложены главным образом породами, которые раньше имели первоначально основной состав, подверглись метаморфизму на большой глубине, соответствующей нижним частям коры, а затем в той или иной мере испытали гранитизацию. Поэтому можно полагать, что конвективные движения были обусловлены гранитизацией, уменьшавшей плотность пород и вызывавшей их подъем в верхние части коры, который компенсировался соответствующим опусканием более тяжелых окружающих пород. Так как по мере подъема гранитизированного материала процесс должен был все более ускоряться и заканчиваться расплыванием поднявшегося материала в верхней части коры, можно думать, что наиболее интенсивные преобразования происходили кратковременно и сменялись более длительными периодами относительного покоя. Положение зон гранитизации и подъема в плане, видимо, в значительной мере определялось расположением мест особенно интенсивного выноса гранитизирующих флюидов из мантии.

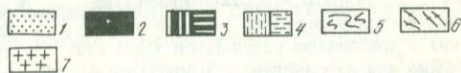
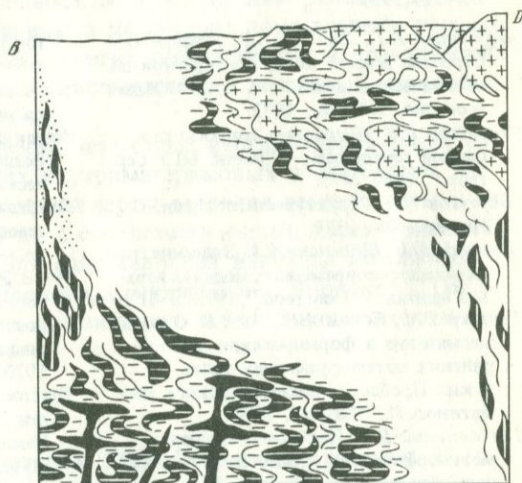
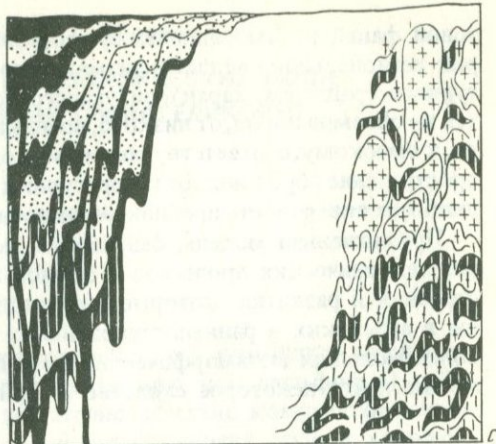
Сопоставляя данные о характере структуры и вещественной эволюции древнейших метаморфических комплексов, можно наметить следующую гипотетическую схему процессов, происходивших в коре континентов на ранних этапах ее развития (рис. 7). В верхней части нисходящего потока (стадия *A*) происходит сокращение горизонтальных размеров, формируются прямые складки и связанные с ними вертикальные плоскостные текстуры. Протекает прогрессивный метаморфизм при низком температурном градиенте. В нижней части нисходящего потока (стадия *B*), где материал растекается по горизонтали, испытывая укорочение в вертикальном направлении, вертикальные текстуры сминаются в лежачие складки, образуется субгоризонтальная текстура. Продолжается прогрессивный метаморфизм осадочных образований, метаморфизуется и деформируются тела эффузивных и интрузивных магматических пород.

Материал нижних частей коры, растекаясь по горизонтали, попадает в зону гранитизации (стадия *C*). Здесь он стягивается на меньшей площади и сминается в прямые складки. Возникшая ранее сланцеватость подчеркивается образованием мигматитовой полосчатости. Породы, находившиеся ранее в условиях гранулитовой фации, поднимаясь кверху, оказываются в условиях амфиболитовой фации. Здесь энергично идут процессы гранитизации, ведущие к переработке больших объемов основных пород и завершающиеся выплавлением гранитоидного материала, который внедряется вверх, в поднявшиеся ранее уже гранитизированные породы. По мере подъема натриевая гранитизация сменяется калиевой. В верхней части восходящего потока (стадия *D*), где поднявшийся материал расплывается по горизонтали, формируются лежачие складки и покровы. Локально протекает низкотемпературный диафторез.

Основным фактором, определяющим форму конвективных ячеек в плане, было расположение зон выноса глубинных флюидов. Если эти зоны имели линейный характер, то ячейки были вытянутыми. При равномерной гранитизации на широкой площади более вероятно возникно-

Рис. 7. Гипотетическая схема процессов, протекающих при всплывании гранитизируемого материала из нижних частей коры

A, B — стадии преобразования опускающегося материала; *C, D* — синхронные с ними стадии преобразования поднимающегося материала. 1 — неметаморфизованные осадочные породы; 2 — основные и ультраосновные магматические породы; 3 — метаморфизованные основные и ультраосновные магматические породы; 4 — сланцеватость, образующаяся на данной стадии; 5 — сланцеватость, образовавшаяся на предыдущей стадии; 6 — мигматиты; 7 — гранитоиды



вление полигональных ячеек с поднятием в центре и опусканием по краям.

Изменение расположения зон выноса глубинных флюидов должно было приводить к смещению ячеек. При параллельном смещении вытянутых ячеек новые складчатые структуры сохраняли прежнюю ориентировку шарниров (вдоль простирания ячеек). При поперечном положении новых ячеек по отношению к старым создавались условия для образования складок, шарниры которых перпендикулярны шарнирам более ранних.

В ячейке центрального типа деформация во всех складках должна быть существенно трехмерной, что придает большое своеобразие формирующейся структуре. Анализ такой структуры пока еще не проводился.

Рассмотренная гипотетическая модель формирования структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития позволяет объяснить целый комплекс различных геологических явлений: последовательное наложение деформаций разного плана; связь регионально-го метаморфизма с тектоническими деформациями; выход на поверхность на огромных площадях глубинных метаморфических образований при отсутствии соответствующего количества накоплений продуктов размыва вышележащих толщ; обилие продуктов гранитизации среды выходящих сейчас на поверхность пород гранулитовой и амфиболи-

товой фаций метаморфизма; существование различных фациальных серий регионального метаморфизма; закономерное изменение температурного градиента, характеризующего условия метаморфизма одних и тех же объемов пород, от низкого, возникавшего при нисходящих движениях, к высокому, соответствующему восходящим движениям; малое распространение пород низкотемпературных метаморфических фаций в выходящих на поверхность древних метаморфических комплексах.

Предложенная модель, безусловно, не исчерпывает всего разнообразия тектонических процессов в земной коре. Наиболее ярко те черты строения и развития, которые соответствуют данной модели, проявлены в архейских и раннепротерозойских образованиях. Но и в строении более молодых метаморфических комплексов, вплоть до альпийских, можно найти некоторое сходство с этой моделью.

ЛИТЕРАТУРА

- Базовкина И.Г., Люстих Т.Е., Резанов И.А. Строение земной коры континентов по сейсмическим данным. — В кн.: Общая геология, т. 4, М., 1972.
- Белоусов В.В. Некоторые вопросы глубинной тектоники. — "Вестн. МГУ. Сер. геол.", 1960, № 5.
- Белоусов В.В. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1971.
- Геншафт Ю.С., Шейнманн Ю.М. Значение гранитизации в современных моделях верхней мантии. — "Сов. геол.", 1972, № 11.
- Гентнер Т.М., Ескин А.С., Эз В.В. О роли магматизма в формировании докембрийских метаморфических толщ. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., "Наука", 1974.
- Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., "Наука", 1973.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения для петрологии. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., "Мир", 1968.
- Кратц К.О., Глебовицкий В.А. Метаморфические пояса СССР. — Доклады советских геологов на XXIV сессии МГК. Проблема № 1. Геология докембрия. Л., "Наука", 1972.
- Кузнецов Б.И. Значение будинажа для оценки интенсивности тектонических деформаций. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1969, № 7.
- Лутц Б.Г. Минеральные превращения в нижних частях земной коры и в верхней мантии. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии, № 7. М., "Наука", 1970.
- Люстих Е.Н., Салтыковский А.Я. О некоторых гипотезах происхождения гранитного слоя Земли. — "Геохимия", 1960, № 4.
- Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М., "Недра", 1965.
- Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., "Наука", 1965.
- Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. — М., "Мир", 1970.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Североамериканской платформ. — "Геохимия", 1970, № 4.
- Толстой М.И. К вопросу о неоднородности состава и свойств глубинных зон Земли. — Сборник научных работ научно-исследовательского сектора Киевского университета, № 7. Киев, 1971.
- Эз В.В. Особенности структуры метаморфических толщ. — В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., "Недра", 1970.
- Эз В.В., Гентнер Т.М. Структурная перестройка горных пород в условиях метаморфизма при изменяющемся напряженном состоянии. — В кн.: Механика литосферы (тезисы докладов). М., 1974.
- Kennedy G.C., Wasserburg C.J., Heard N.G., Newton R.C. The upper three-phase region in the system $\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. — "Amer. J. Sci.", 1962, v. 260.
- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. — "J. Petrol.", 1961, v. 2, N 3.
- Talbot C.J. Author's reply. — "Nature", 1969, v. 222, N 5197.
- Wood D.S. Patterns and magnitudes of natural strain in rocks. — "Philos. Trans. Roy. Soc. London", 1973, v. A-274, N 1239.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ ВПАДИН ВНУТРИМАТЕРИКОВЫХ И ОКРАИННЫХ МОРЕЙ

К настоящему времени внутриматериковые и окраинные моря изучены неравномерно. Их периферийные (в основном шельфовые) районы, как правило, исследованы достаточно детально комплексом геофизических методов. Результаты этих работ во многих случаях хорошо увязаны с геологическими данными по прилегающим районам суши. Напротив, глубоководные впадины и их склоны пока изучены гораздо меньше. В то же время решение многих теоретических и практических вопросов геологии и геофизики невозможно без детальных исследований этих морей.

Цель данной статьи — подвести некоторые итоги геофизических работ в глубоководных впадинах внутриматериковых и окраинных морей, выделить наиболее характерные черты строения земной коры и геофизических полей и сравнить их с соответствующими характеристиками океанических котловин. Для сопоставления выбраны котловины наиболее изученных морей: Черного, Средиземного, Японского, Охотского, Берингова, Карибского, Аравийского и Мексиканского залива.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Наиболее полно изучена методом ГСЗ Черноморская впадина (Непрочнов и др., 1975). Основные черты строения земной коры центральных районов глубоководной впадины следующие (рис. 1).

Кора состоит из двух главных слоев — осадочного (средняя скорость сейсмических волн 3,0–3,5 км/с) и "базальтового" (6,8–7,0 км/с). Осадочная толща в свою очередь расчленяется на три основных слоя — со скоростями 1,8, 3,0 и 4,0–4,5 км/с. Общая мощность земной коры при движении с востока на запад изменяется от 25 до 18 км, при этом толщина осадков возрастает от 10 до 15 км, а "базальтового" слоя — уменьшается от 10 до 4 км.

Более детальными исследованиями обнаружена вертикальная неоднородность основных слоев коры. Так, по данным МОВ, верхние 2–3 км осадков содержат много отражающих границ, которые расположены горизонтально или с очень небольшими наклонами. Анализ материалов детального ГСЗ, выполненного Институтом океанологии АН СССР в 1973 г. в западной части котловины, позволил выделить в осадках ниже границы со скоростью 4,0 км/с по крайней мере три слоя.

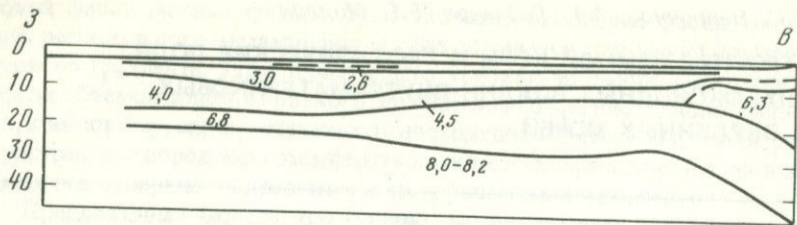


Рис. 1. Разрез земной коры Черноморской впадины по данным ГСЗ. Обозначены граничные скорости слоев, км/с

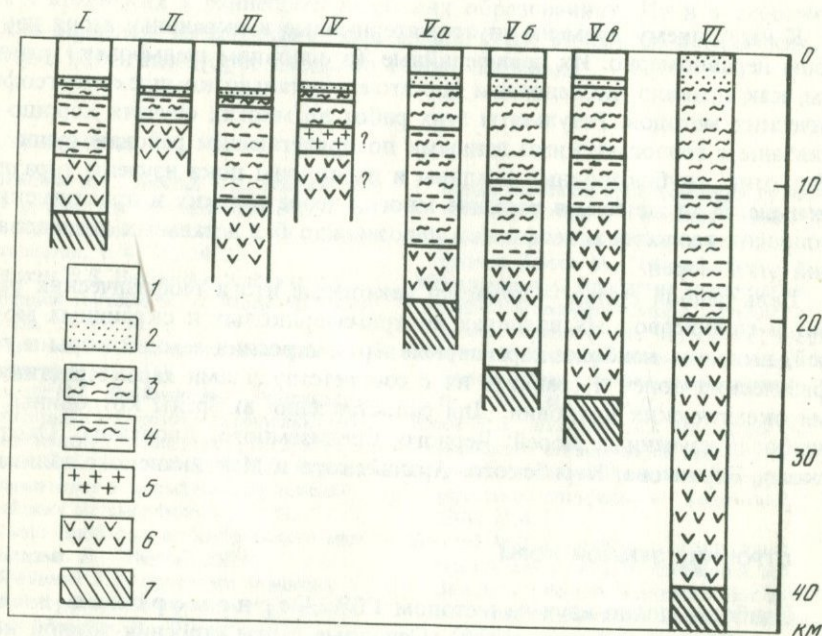


Рис. 2. Типичные колонки земной коры глубоководных впадин

I – Алжиро-Прованский бассейн; II – Тирренское море; III – Ионическое море; IV – море Леванта; V – Черное море (а – западная, б – центральная, в – восточная части); VI – южная часть Каспийского моря. 1 – вода; 2 – неуплотненные осадки (1,8–2,5 км/с); 3 – полууплотненные осадки (около 3 км/с); 4 – уплотненные осадки (4–5 км/с); 5 – промежуточный слой; 6 – "базальтовый" слой (6,6–7,0 км/с); 7 – верхи мантии (8,0–8,2 км/с)

Неоднородны и верхи мантии: под границей М на глубине около 30 км обнаружен слой повышенной скорости (8,8 км/с). Слои земной коры и верхи мантии характеризуются заметными вертикальными градиентами скорости (Непрочнов, 1971).

Глубинное строение земной коры котловин Средиземного моря изучено менее детально, так как основной объем исследований здесь выполнен методом отраженных волн. Кора глубоководных впадин Средиземного моря по скоростной модели сходна с корой Черного моря,

но мощности слоев, как правило, меньше (рис. 2). Мощность земной коры, по данным экспедиции Института океанологии АН СССР, проведенной в 1969 г. под руководством Я.П. Маловицкого, в Алжиро-Прованском бассейне равна 10 км, а в Восточном Средиземноморье увеличивается до 20–25 км. Отмечается значительно бóльшая (по сравнению с Черным морем) горизонтальная изменчивость верхней части земной коры впадин Средиземного моря.

Из дальневосточных окраинных морей наиболее изучены методом ГСЗ впадины Японского и Охотского морей (Ковылин, Непрочнов, 1965; Береснев и др., 1970; Ковылин, Строев, 1973; Косминская и др., 1963). В этих котловинах, глубина которых равна примерно 3,5 км, земная кора состоит из осадочного слоя со скоростью 2,0–2,5 км/с и слоя со скоростью 6,5–6,8 км/с (рис. 3). Мощность слоя осадков в Японском море составляет 1,5–2,5 км, а в Южно-Охотской котловине – 4–5 км; мощность "базальтового" слоя равна соответственно 8–11 и 4–10 км. В верхней части осадочной толщи, по данным МОВ, имеются многочисленные отражающие границы, залегание которых близко к горизонтальному.

В результате недавно выполненных сейсмических исследований с помощью радиобуев первый слой земной коры глубоководной впадины Японского моря удалось расчленить на несколько слоев, скорости в которых возрастают с глубиной и достигают 5 км/с (Ludwig e.a., 1975).

В Командорской котловине Берингова моря (глубина 4 км) земная кора состоит из слоя (скорость 2,5 км/с) мощностью 2–3 км и слоя (скорость 6,8 км/с) мощностью 3–9 км (Строение земной коры..., 1964).

В Алеутской котловине этого моря кора имеет в общем такой же состав и мощность, но осадочная толща расчленена на три слоя со скоростями 2,2; 2,6–2,9 и 3,7–4,2 км/с и мощностью соответственно 1,5–2,0; 1,5–2,0 и 2,0–2,5 км (Shor, 1964; Ludwig e.a., 1971).

В земной коре Венесуэльской и Колумбийской впадин Карибского моря (рис. 4) имеется промежуточный слой со скоростью 6,0–6,3 км/с при общей небольшой мощности коры (10–16 км) (Ewing e.a., 1970).

В Мексиканском заливе мощность коры 15 км. В толще, покрывающей основной слой (скорость 6,9 км/с), выделено четыре слоя со скоростями 2,0; 3,1; 3,9 и 5,1 км/с (см. рис. 4).

В центральном районе котловины Аравийского моря под осадками мощностью 1,5–2,0 км залегает слой со скоростью 6,7 км/с и мощностью 6–7 км (Непрочнов и др., 1972).

Анализ сейсмических данных позволяет отметить основные особенности строения земной коры глубоководных впадин внутриматериковых и окраинных морей и сравнить их с типичными океаническими котловинами: 1. Глубоководные котловины внутриматериковых и окраинных морей характеризуются сходными скоростными моделями земной коры, общая мощность которой 10–20 км; мощности составляющих ее слоев изменяются от 2 до 10–20 км для осадков и от 4 до 12 км

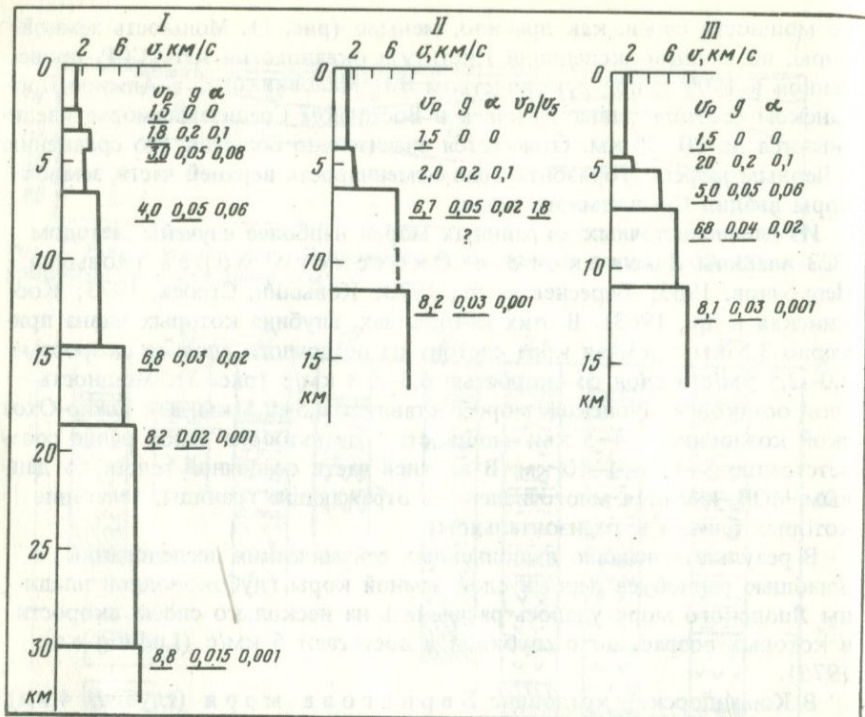
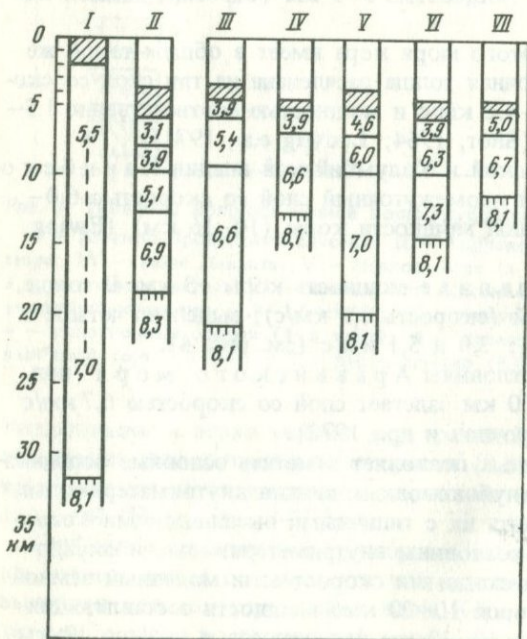


Рис. 3. Скоростные модели земной коры для западной части Черного моря (I), котловин окраинных морей (II) и котловин (III)

g – вертикальные градиенты скорости, c^{-1} ; α – коэффициенты поглощения, $км^{-1}$. Подчеркнуты значения, определенные по экспериментальным данным; остальные значения не противоречат экспериментальным данным, но требуют дополнительных определений

Рис. 4. Колонки земной коры Мексиканского залива и Карибского моря (Ewing e.a., 1970). Обозначены граничные скорости слоев, км/с

I – материк; II – Мексиканский залив; III – поднятия Никарагуа и хребет Беата; IV – Юкатанский бассейн; V – Колумбийский бассейн; VI – Венесуэльский бассейн; VII – океан



для нижележащего "базальтового" слоя. 2. Некоторые из этих котловин отличаются от океанических отсутствием так называемого 2-го слоя земной коры (скорость 5,0—5,5 км/с). Однако по данным последних работ это отличие нельзя считать принципиальным, поскольку слои с такими же значениями скоростей удастся выделить при более детальных исследованиях (это отмечалось для Японского моря). 3. Крайние и особенно внутриматериковые моря характеризуются повышенной мощностью осадков, что является следствием близости источников сноса осадочного материала. 4. Многие рассмотренные котловины имеют повышенную мощность "базальтового" слоя по сравнению с океаническими котловинами, что, вероятно, отражает специфику их геологического развития.

АНОМАЛИИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Известно, что для океанических срединных хребтов и котловин характерно контрастное линейное магнитное поле. Рассмотрим аномальное магнитное поле внутриматериковых и окраинных морей с целью выявления признаков, свойственных океаническим линейным аномалиям.

Аномалии Черного моря (рис. 5) в центральной и восточной частях ориентированы вдоль простираения геологических структур прилегающей суши (Мирлин и др., 1972; Гаркаленко и др., 1975). Важнейшим элементом поля является региональный максимум интенсивностью 400—600 гамм, простирающийся вдоль Кавказского побережья. Он сложен локальными аномалиями интенсивностью 100—150 гамм, расположенными кулисообразно. Поле глубоководной впадины характеризуется в основном слабоинтенсивными аномалиями с амплитудой около 50 гамм, ориентировка которых хорошо подчеркивается при трансформациях поля в нижнее полупространство (Мирлин и др., 1972). Источники аномалий сосредоточены обычно вблизи поверхности "базальтового" слоя коры, а в области регионального максимума — и в "гранитном" слое (скорость 6,0—6,3 км/с). Пересчеты поля вниз позволили сопоставить структуру поля Черноморской впадины и океанических котловин на одном и том же уровне относительно источников аномалий. Сравнение трансформированных профилей магнитных аномалий Черного моря и Норвежской котловины (рис. 6) свидетельствует, что амплитуда аномалий и их частотный состав отличаются.

Характер магнитного поля Восточного и Западного Средиземноморья различен. В Левантийской котловине и Ионическом море наблюдаются весьма небольшие по интенсивности, почти изометрические аномалии (Маловицкий и др., 1974; Allan, Morelli, 1971), свойственные большей частью платформенным областям. По периферии этих впадин интенсивность аномалий увеличивается. Во впадинах западного Средиземноморья выделяется несколько систем различно ориентированных аномальных зон интенсивностью порядка 200 гамм. Эти зоны окружены областями спокойных изометрических аномалий. Наиболее четкая знакопеременная

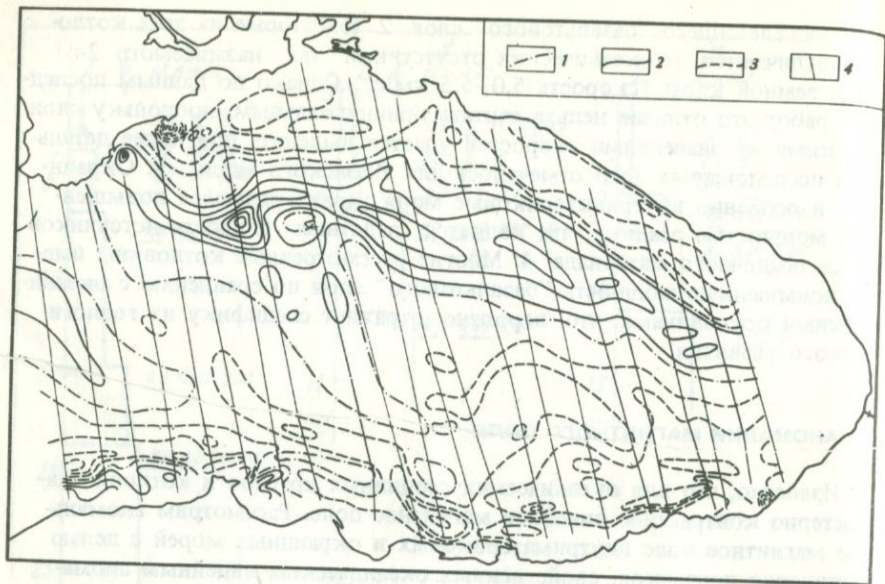


Рис. 5. Карта аномального магнитного поля T_a Черноморской впадины
 1 - $T_a = 0$; 2 - $T_a > 0$; 3 - $T_a < 0$; 4 - положение профилей магнитной съемки

структура поля отмечена в Балеарском море, причем на некоторых профилях наблюдается даже симметрия аномалий. Это дает основание некоторым исследователям строить модели инверсионного магнитоактивного слоя, аналогичного океаническому. Однако следует подчеркнуть, что как амплитуда аномалий Балеарского и Тирренского морей, так и их конфигурация в плане не имеют полной аналогии с океаническими аномалиями. Именно поэтому не удастся произвести идентификацию этих аномалий с мировой системой океанических линейных аномалий.

Среди дальневосточных морей наиболее изучено в магнитном отношении Японское море, аномалии которого имеют отчетливую ориентировку с юго-запада на северо-восток (Красный, 1970; Uyeda, Vacquier, 1968). Как и в прилегающих к Японской дуге частях Тихого океана, здесь наблюдается полосовидное магнитное поле, хотя и менее регулярное. Амплитуда аномалий не превышает 200–300 гамм, что примерно в пять раз меньше интенсивности аномального поля Тихого океана. Несмотря на это, в магнитном поле выделяются оси симметрии аномалий, которые некоторыми исследователями рассматриваются как древние центры растяжения. Однако и в этом регионе возраст аномалий путем сопоставления с разработанной магнитохронологической шкалой установить не удастся.

В Южно-Курильской глубоководной впадине магнитные аномалии имеют примерно такую же амплитуду, как и в Японском море (около 300 гамм), и ориентированы вдоль простираения Курило-Камчатской

дути (Соловьев, Гайнанов, 1963). Отметим, что в котловинах Японского и Охотского морей простираение аномального магнитного поля не соответствует простираению аномалий в Тихом океане.

Магнитные аномалии Мексиканского залива в некоторой степени сходны с магнитным полем Черного моря. По периферии впадины они имеют наибольшую интенсивность и различную ориентировку. Однако аномалии всех простираций затухают в глубоководной впадине, а сама она характеризуется слабыми аномалиями, близкими по конфигурации к изометрическим.

Из всех рассмотренных глубоководных впадин лишь Аравийское море обладает ясно выраженными аномалиями океанического типа: они довольно уверенно трассируются между профилями съемки, имеют четко выраженную форму, что позволяет выполнить идентификацию их со шкалой магнитной хронологии (Taylor, 1968). Наиболее древние из этих аномалий имеют номера 25 и 26, что соответствует верхнему мелу-палеоцену.

Подводя итоги краткому обзору структуры аномалий магнитного поля глубоководных впадин внутриматериковых и окраинных морей, необходимо сказать, что оно нигде (за исключением Аравийского моря) не может рассматриваться как типично океаническое, несмотря на существование в ряде случаев признаков линейной структуры.

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ

В результате региональных гравиметрических съемок в окраинных и внутриматериковых морях составлены карты аномалий силы тяжести в редукциях в свободном воздухе, Буге и изостатической (Артемьев, 1975; Буланже и др., 1975; Гайнанов, Строев, 1967, 1972; 1974; Строев и др., 1973; Павлов, Строев, 1975; Allan, Morelli, 1971; Dehlinger, Jones, 1965; Tomoda et al., 1970).

По уровню и интенсивности аномального гравитационного поля во всех указанных редукциях выделяются восточная и западная части котловины Черного моря, а также глубоководные впадины Средиземного моря. Для большей части восточного Средиземноморья характерны отрицательные значения аномалий силы тяжести в свободном воздухе (от -30 до -50 мгл). Котловины Западного Средиземноморья имеют более высокие значения этих аномалий (от -10 до $+20$ мгл). Аномалии силы тяжести в редукции Буге ($\sigma = 2,67$ г/см³) в котловинах восточного Средиземноморья изменяются от $+160$ до $+190$ мгл, в то время как в котловинах западного Средиземноморья они превышают $+200$ мгл.

Характерной особенностью гравитационного поля Дальневосточных морей (Берингова, Охотского и Японского) является преобладание положительных аномалий силы тяжести во всех редукциях. При этом котловины Берингова (Алеутская и Командорская) и Японского (Центральная и Хонсю) морей несколько отличаются по уровню и интенсивности аномалий в различных редукциях. Так, Центральная котловина Японского моря характеризуется незначительными положительными и

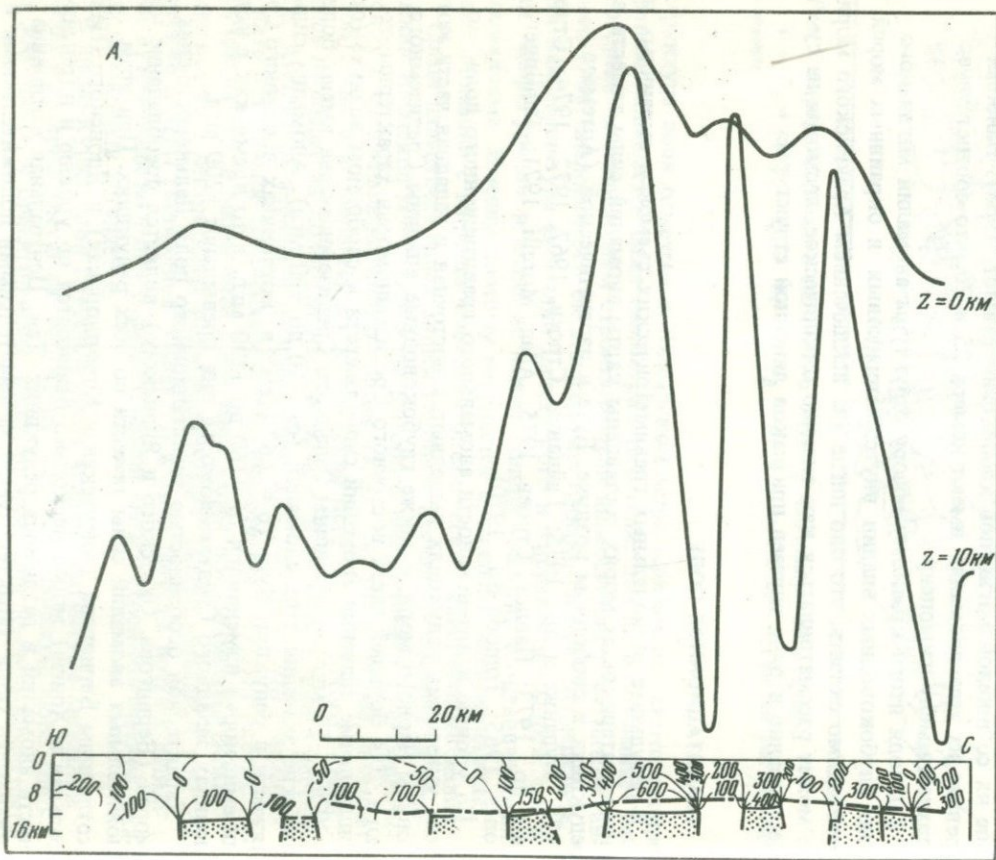
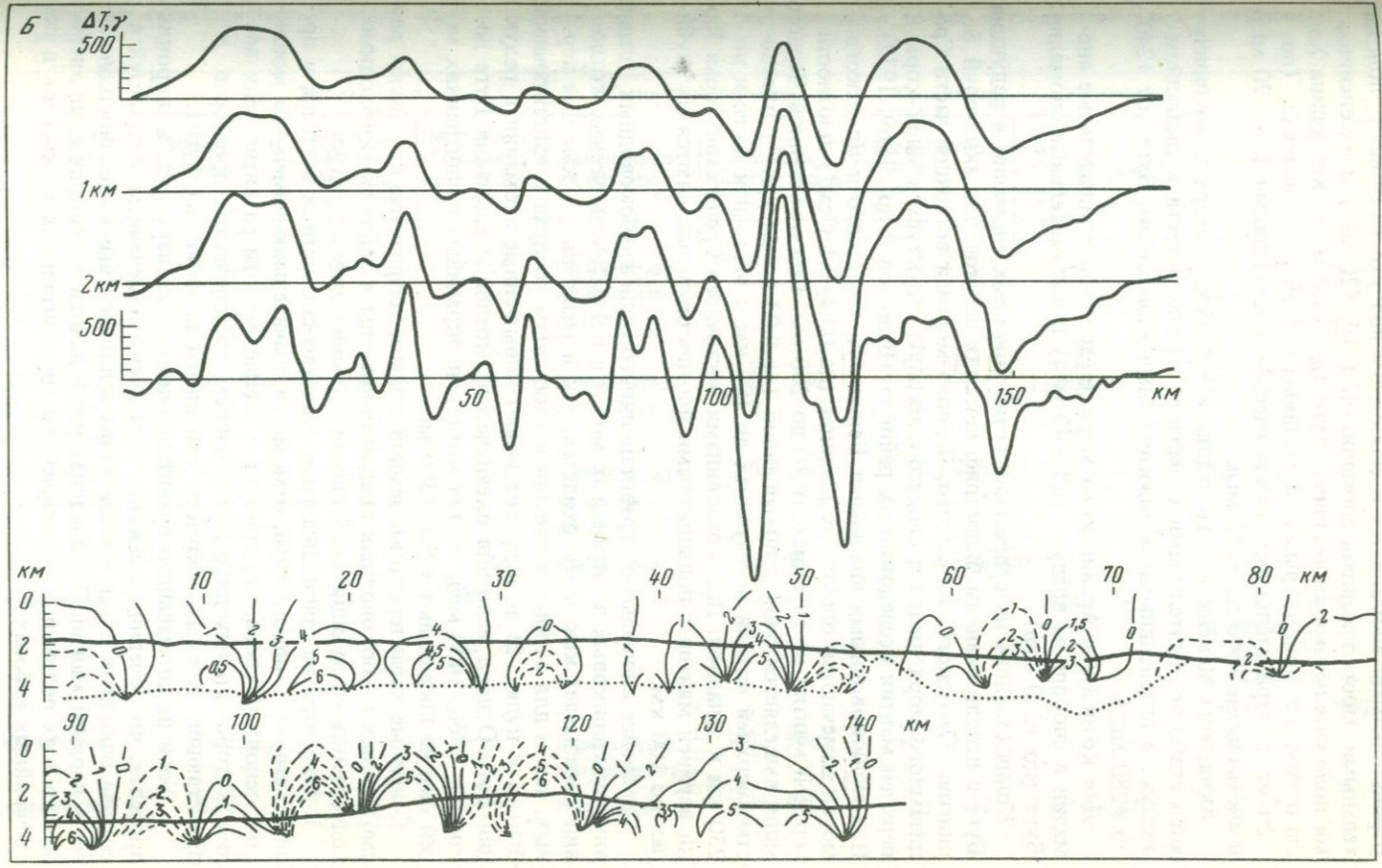


Рис. 6. Трансформированные профили магнитных аномалий Черного моря (А) и Норвежской котловины (Б)



отрицательными аномалиями в свободном воздухе (± 10 мгл), положительными изостатическими аномалиями (+10, +20 мгл) и интенсивными положительными аномалиями Буге (до +260 мгл). Котловина Хонсю отличается пониженными аномалиями в свободном воздухе (до -26 мгл), отрицательными изостатическими аномалиями (до -20 мгл) и аномалиями Буге до +180 мгл.

Акватории Мексиканского залива и Карибского моря характеризуются слабо положительными аномалиями силы тяжести в свободном воздухе и интенсивными положительными аномалиями Буге (от +240 до +280 мгл).

Для котловины Аравийского моря характерны отрицательные аномалии в свободном воздухе (до -40 мгл) и положительные аномалии Буге (до +200 мгл).

Количественная интерпретация гравитационных аномалий в редукции Буге с использованием билогарифмических палеток для акваторий Берингова, Охотского, Японского, Черного морей и восточной части Средиземного моря выявила слоисто-блоковую структуру земной коры и верхней мантии исследованных районов (Ващиллов и др., 1969, 1972). Под глубоководными впадинами Берингова, Охотского и Японского морей намечаются блоки повышенной (на $0,04-0,1$ г/см³) плотности верхней мантии на глубинах от 10 до 200 км. Под котловиной Черного моря выделяется блок с повышенной (от $0,03$ до $0,1$ г/см³) плотностью верхней мантии на глубинах до 190 км в восточной части и до 230 км в западной. Под котловинами восточного Средиземноморья блоки верхней мантии с повышенными плотностями выделяются на глубинах до 100 км.

Сравнение аномального гравитационного поля глубоководных впадин внутриматериковых и окраинных морей с полем океанических котловин показывает как черты сходства, так и различия: 1) как для первых, так и для вторых аномалии в свободном воздухе и изостатические близки к нулю; 2) те и другие имеют повышенные аномалии в редукции Буге. Однако, если для океанических котловин аномалии Буге достигают +360, +400 мгл, то для котловин окраинных и внутренних морей они не превышают +280, +300 мгл.

Основные характеристики земной коры и геофизических полей рассмотренных глубоководных впадин приведены в таблице. Необходимо подчеркнуть следующие особенности строения этих структур:

1. Несмотря на принципиальное сходство скоростных моделей в пределах структур одного типа, отмечается значительное изменение мощностей основных слоев, что говорит о специфическом развитии этих впадин, которое происходило под влиянием тектонических процессов в прилегающих районах (окраины континентов, островные дуги).

2. Уровень аномального гравитационного поля варьирует в широких пределах, что, очевидно, связано с широким изменением мощностей и состава основных слоев земной коры и плотностными неоднородностями в верхней мантии. Во впадинах наблюдаются изометрические аномалии во всех редукциях с увеличением горизонтальных градиентов в периферийных районах.

Основные характеристики строения коры и геофизических полей глубоководных впадин внутриматериковых и окраинных морей

Глубоководная впадина	Земная кора			Магнитные аномалии		Гравитационные аномалии		Тепловой поток, мккал/см ² · с
	Общая мощность, км	Мощность осадочного слоя, км	Мощность "базальтового" слоя, км	Ориентировка в плане	Интенсивность, гаммы	В свободном воздухе, мгл	Буге ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$), мгл	
Черное море	18–25	10–15	4–10	С юго-востока на северо-запад	До 500			0,5–0,8 (восточная часть) 1,2–1,7 (в зонах разломов)
Западное Средиземноморье	10–13	3–9	> 4	В различных направлениях	200–300	-10 ÷ +20	+200 ÷ +260	1,9–2,2
Японское	9–13	1,5–2	8–11	С юго-запада на северо-восток	200–300	0 ÷ +20	+240	2,2–3,0
Охотское	8–15	4–5	4–10	Вдоль дуги	До 200	Положительные		2,2–2,3
Берингово	10	2–3	3–9		До 400			
Карибское	10–16	3–5	~ 4	В различных направлениях	400–500	+20 ÷ +40	+280	1,2–1,8
Аравийское	8–9	1,5–3,5	~ 5	Линейная	400–500	-20 ÷ -40	+160 ÷ +180	1,4–1,7

3. Аномалии магнитного поля имеют определенную ориентировку, однако их форма и интенсивность отличаются от типично океанических аномалий.

4. Значения теплового потока в котловинах окраинных морей повышены по сравнению с нормальными значениями для океана.

5. Значительный интерес представляет обнаруженный при ГСЗ в Черном море слой повышенной скорости в верхах мантии. Это показывает, что в механизме образования внутриматериковых впадин существенная роль может принадлежать процессам уплотнения верхней мантии, что подтверждается также и гравиметрическими данными.

Надо отметить, что для обоснованных выводов о природе глубоководных впадин внутриматериковых и окраинных морей фактических данных пока недостаточно.

ЛИТЕРАТУРА

- Артемов М.Е. Проблемы изостазии внутренних и окраинных морей территории СССР. — В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М., "Наука", 1975.
- Берснев А.Ф., Гайанов А.Г., Ковылин В.М., Строев П.А. Строение земной коры и верхней мантии Японского моря и прилегающей к Японии зоны Тихого океана. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии, № 7, М., "Наука", 1970.
- Буланже Ю.Д., Балавадзе Б.К., Субботин С.И. и др. Геофизические поля. Гравитационное поле. — В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины. М., "Наука", 1975.
- Ващилов Ю.Я., Гайанов А.Г., Строев П.А. Слоисто-глыбовая структура земной коры и верхней мантии по гравиметрическим данным в Японском, Охотском и Беринговом морях. — В кн.: Морские гравиметрические исследования", вып. 4. Изд-во МГУ, 1969.
- Ващилов Ю.Я., Попов М.Г. Количественная оценка элементов блоковой структуры земной коры и верхней мантии Черного, Каспийского и Средиземного морей по гравиметрическим данным. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 6. Изд-во МГУ, 1972.
- Гайанов А.Г., Исаяев Е.Н., Строев П.А., Ушаков С.А. Изостазия и глубинная структура коры в зоне перехода от северо-восточной части Азиатского материка к Тихому океану. — В кн.: Земная кора островных дуг и Дальневосточных морей. М., "Наука", 1972.
- Гайанов А.Г., Павлов Ю.А., Строев П.А. и др. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. Новосибирск, "Наука", 1974.
- Гайанов А.Г., Строев П.А. Гравитационное поле и мощность земной коры северо-западной части Индийского океана. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 3. Изд-во МГУ, 1967.
- Гаркаленко И.А., Пустильников М.Р., Чекунов А.В. и др. Магнитное поле. Аномалии магнитного поля. — В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины, М., "Наука", 1975.
- Ковылин В.М., Непрочнов Ю.П. Строение земной коры и осадочной толщи в центральной части Японского моря по сейсмическим данным. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1965, № 4.
- Ковылин В.М., Строев П.А. Основные структуры земной коры переходной зоны в области Японского моря. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 7. Изд-во МГУ, 1973.
- Косминская И.П. Строение земной коры глубоководных впадин Черного, Каспийского, Японского, Охотского и Берингова морей. — "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1961, № 6.
- Косминская И.П., Зверев С.М., Вейцман П.С. и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. — "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1963, № 1.

- Красный М.Л. Аномальное магнитное поле Японского моря. — ДАН СССР, 1970, т. 190, № 2.
- Маловицкий Я.П., Углов Б.Д., Осипов Г.В. Магнитное поле восточной части Средиземного моря и его геологическая природа. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1974, № 10.
- Мирлин Е.Г., Мелихов В.Р., Михайлов О.В., Непрочнов Ю.П. О природе магнитных аномалий в Черноморской впадине. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1972, № 9.
- Непрочнов Ю.П. Сейсмические исследования строения земной коры океанов и морей. — "Океанол.", 1971, т. XI, вып. 5.
- Непрочнов Ю.П., Муратов М.В., Маловицкий Я.П., Непрочнова А.Ф. Строение дна глубоководной котловины Черного моря. — В кн.: Земная кора и история развития Черноморской впадины. М., "Наука", 1975.
- Непрочнов Ю.П., Рыкунов Л.Н., Ельников И.Н. и др. Строение коры и верхней мантии Аравийско-Индийского хребта и прилегающих областей дна океана по данным глубинного сейсмического зондирования. В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. II. М., "Наука", 1972.
- Павлов Ю.А., Строев П.А. Рельеф подошвы и мощность земной коры в Беринговом море по гравиметрическим данным. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 8. Изд-во МГУ, 1975.
- Соловьев О.Н., Гайнанов А.Г. Особенности глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской островной дуги. — "Сов. геол.", 1963, № 3.
- Строев П.А., Гайнанов А.Г., Павлов Ю.А. Новые данные об изостазии и глубинной структуре коры Японского моря. — В кн.: Морские гравиметрические исследования, вып. 7. Изд-во МГУ, 1973.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1964.
- Allan T.D., Morelli C. A geophysical study of the Mediterranean sea. — In: Osservatorio geofisico sperimentale. Trieste, 1971.
- Dehlinger P., Jones B.R. Free air gravity anomaly map of the gulf of Mexico and its tectonic implication. — "Geophysics", 1965, v. 30, N 1.
- Ewing J.J., Edgar N.T., Antoine J.W. Structure of the Gulf of Mexico and Caribbean sea. — In: The sea, v. 4, pt II. Sydney-Toronto, Wiley-Intersci., 1970.
- Ludwig W.J., Houtz R.E., Ewing M. Sediment distribution in the Bering Sea: Bowers ridge, Shirshov ridge and enclosed basins. — "J. Geophys. Res.", 1971, v. 76, N 26.
- Ludwig W.J., Murauchi S., Houtz R.E. Sediments and structure of the Japan Sea. — "Geol. Soc. America. Bull.", 1975, v. 86, N 5.
- Shor G.G. Structure of the Bering Sea and the Aleutian ridge. — "Marine Geol.", 1964, v. 1, N 3.
- Taylor P.T. Interpretation of the North Arabian Sea aeromagnetic survey. — "Earth and Planet. Sci. Letters", 1968, N 4.
- Tomoda Y., Segawa I., Tokuhiro A. Free air gravity anomalies at sea around Japan measured by the Tokyo surface ship gravity meter (1961–1969). — "Proc. Japan Acad.", 1970, v. 46, N 9.
- Uyeda S., Vacquier V. Geothermal and geomagnetic data in the island arc of Japan. — In: The crust and upper mantle of the Pacific area. Geophys. Monogr., v. 12. 1968.
- Yoshii T. Features of the upper mantle around Japan as inferred from gravity anomalies. — "J. Phys. Earth", 1972, v. 20.

О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА

Геолого-геофизические исследования восточного склона Среднего Урала, выполненные с использованием ряда сейсмических методов (Кейльман и др., 1974; Кейльман, Соколов, 1974), дополнили и в значительной мере уточнили представление о геологическом строении земной коры этого района. Широкое применение на профилях Камышлов—Асбест — оз. Таватуй и Реж—Невьянск—Кировоград метода отраженных волн (МОВ) позволило получить наиболее полную информацию как для горизонтальных, так и для наклонных и крутопадающих границ.

Анализ сейсмического разреза вдоль профилей показал, что в их строении преобладают три группы отражающих площадок, одна из которых характеризуется восточным падением, другая — западным, а третья ориентирована субгоризонтально (рисунок, см. вкл.). Изучение геологического строения районов преимущественного развития каждой из отмеченных групп отражающих площадок привело к выделению соответственно трех систем сейсмических границ или сейсмоструктурных зон.

Существование системы субгоризонтальных границ, отождествляемых с поверхностями "гранито-гнейсового", переходного, "базальтового" слоев и верхней мантии, было установлено на Среднем Урале при исследованиях ГСЗ на Свердловском профиле, где, помимо общепринятой методики ГСЗ, использовались и докритические отражения. В основу этих исследований положены результаты, полученные методом КМПВ, позволяющим выделять лишь пологопадающие и горизонтальные границы. Выделение глубинных разломов производилось по косвенным признакам, однозначная интерпретация которых весьма затруднительна. Все это предопределило появление на разрезе традиционной системы горизонтальных субпараллельных границ, которые совместно с глубинными разломами сформировали слоисто-блоковую модель земной коры. По результатам наблюдений МОВ, выполненных на профиле Камышлов—Асбест.—оз. Таватуй, установлено, что поверхность "гранито-гнейсового" слоя прослеживается не повсеместно, наиболее отчетливо проявляется в районах развития гнейсово-мигматитовых комплексов, по мере приближения к которым она воздымается. В зонах развития офиолитовых серий рассматриваемая граница становится в ряде случаев неотчетливой или совсем не просматривается.

Рельеф переходного слоя и его внутренняя структура повторяют особенности строения верхней части "базальтового" слоя, что дает основание рассматривать переходный слой не как самостоятельное обра-

зование, а как верхнюю часть — верхний структурно-вещественный этаж — "базальтового" слоя, строение которого во многом определяет структурно-тектонический рисунок земной коры Среднего Урала.

Наибольшая глубина залегания "базальтового" слоя установлена под Мурзинским гнейсово-мигматитовым комплексом, откуда в восточном и западном направлениях происходит подъем его поверхности. На востоке, в сторону Зауралья, поверхность "базальтового" слоя поднимается плавно, подъем сопровождается заметным расслоением верхней части. На западе же поверхность "базальтового" слоя поднимается довольно круто, отмечается значительное сокращение мощности "гранито-гнейсового" слоя или даже полное его исчезновение. При этом оказывается, что офиолитовые серии Тагильского прогиба и западной части Восточно-Уральского поднятия залегают непосредственно на образованиях переходного и даже "базальтового" слоев или же могут рассматриваться как выходы на поверхность этих слоев или их дериватов. Следует указать, что подъем "базальтового" слоя в районе Тагильского прогиба сопровождается существенным изменением характера верхних частей разреза, что выражается в исчезновении здесь протяженных субгоризонтальных границ.

Особого внимания заслуживают наклонные сейсмоструктурные зоны западного и восточного падений. По внутреннему строению, характеру взаимоотношений с основными границами раздела коры и по приуроченности их к области с определенным геологическим строением эти зоны группируются в два типа.

Наклонные сейсмоструктурные зоны первого типа, представленные четко ориентированными сериями отражающих площадок, имеют западное падение $40-50^{\circ}$, прослеживаются на всю мощность земной коры. Эти зоны установлены под гнейсово-магматитовыми комплексами; в местах их пересечения с границами "гранито-гнейсового", переходного и "базальтового" слоев они теряют выразительность и прослеживаются неуверенно. Геотектонические особенности земной коры в областях развития сейсмоструктурных зон рассматриваемой группы достаточно подробно освещены в ряде работ (Кейльман, Соколов, 1974; Кейльман, 1974). Не останавливаясь на деталях, отметим лишь основные закономерности, характерные для этих зон; увеличение над ними мощности земной коры (главным образом за счет "гранито-гнейсового" слоя); вещественная и структурная асимметрия; отсутствие, несмотря на большую глубину заложения, гипербазитов и отчетливо выраженных смещений рассекаемых зонами блоков.

Наклонные сейсмоструктурные зоны второго типа имеют преимущественно пологое ($30-45^{\circ}$) восточное падение, иногда с постепенным выполаживанием на глубине. В пределах этих зон отдельные отражающие площадки образуют достаточно протяженные границы, а сами зоны выходят на дневную поверхность в районах развития офиолитовых серий и фиксируются габбро-гипербазитовыми и гипербазитовыми массивами. Характерно, что их пересечение с субгоризонтальными границами сопровождается разрывом и смещением последних.

Одной из наиболее крупных и геотектонически значимых зон такого типа является сейсмоструктурная зона, прослеживающаяся вдоль границы миеосинклинали Центрально-Уральского поднятия и эвгеосинклинали Восточного склона Урала, падение которой меняется в пределах $25-40^{\circ}$. На дневной поверхности этой зоне в общем соответствует цепь габбро-гипербазитовых массивов Платиноносного и Салатимского поясов, также падающих на восток под углом $30-40^{\circ}$. Характерно, что в массивах габбро, входящих в состав Платиноносного пояса, установлена расслоенность, ориентированная согласно с падением массивов. Весьма вероятно, что здесь фиксируется зона крупного глубинного надвига или встречного поддвига. В ряде случаев от основных протяженных зон рассматриваемой системы ответвляются сопряженные зоны крутого падения, которые, уходя V-образно вверх, никогда не прослеживаются ниже основной зоны. Сейсмоструктурные зоны такого типа, очевидно, фиксируют крупные тектонические нарушения, рисунок которых вполне соответствует структуре разрывов, образующихся при моделировании под действием растягивающих напряжений.

На восточном склоне Урала к числу описанных структур относятся разломы, ограничивающие вновь выделенный здесь крупный структурный элемент — широкий тектонический блок, располагающийся восточнее Мурзинского гнейсово-магматитового комплекса. Западной границей этого блока является глубинный надвиг, падающий на восток под углом $35-45^{\circ}$, прослеживающийся на всю мощность коры. Выход сместителя на поверхность фиксируется в районе развития вулканогенно-осадочных пород так называемого Восточно-Уральского прогиба мощной зоной тектонического дробления, в которую местами вовлечен и восточный контакт Мурзинского гнейсово-мигматитового комплекса. К рассматриваемому глубинному надвику приурочен Баженовский массив гипербазитов. Восточной границей блока является более крутое ($50-60^{\circ}$) разрывное нарушение также восточного падения, которое проявляется на поверхности в виде выдержанной зоны дробления и расланцевания, хорошо прослеживающейся в гравитационном и магнитном полях. Характерно, что восточнее этого нарушения расположена толща нижнекаменноугольных вулканогенно-осадочных и осадочных пород, мощность которой достигает 3—4 км.

В пределах рассматриваемого блока установлено перемещение вверх на 8—10 км всех основных субгоризонтальных границ раздела земной коры. Подъем "базальтового" слоя фиксируется в гравитационном поле региональной положительной аномалией, характер которой указывает на то, что она обусловлена глубинным объектом. Можно полагать, что подъем блока происходил в результате выдавливания его в виде жесткого клина без широкого развития внутри него пластических деформаций. Об этом свидетельствуют хорошо сохранившаяся субгоризонтальная слоистость и соответствие мощностей основных слоев коры внутри блока и по обе стороны от его тектонических границ. Ввиду того что подъем блока осуществляется по наклонным поверхностям с амплитудой горизонтальной составляющей перемещения 6—9 км, в

земной коре этого района произошло частичное сдвигание разреза (Соколов и др., 1974).

Таким образом, на Урале в широтном сечении достаточно отчетливо выделяются две зоны подъема "базальтового" слоя: в области Тагильского прогиба и в западной части Восточно-Уральского прогиба. Заметим, что морфология и механизм этого явления в той и другой зонах существенно различны. В первом случае подъем базальтового слоя выглядит как постепенное воздымание его поверхности, сопровождающееся изменением характера разреза вышележащих толщ; во втором — этот подъем связан с перемещением вверх жесткого блока уже сформировавшейся коры, что дает основание говорить соответственно о пассивном и активном подъеме "базальтового" слоя.

Установленные на анализируемом профиле явления можно считать характерной особенностью динамики формирования земной коры всего рассматриваемого региона, так как аналогичная картина наблюдается на Свердловском и других профилях ГСЗ. Такого же рода структуры, по крайней мере в многочисленных фрагментах, устанавливаются и в других складчатых системах — на Тянь-Шане, в Казахстане, на Кавказе (Рябой, 1966; Антоненко и Дубровин, 1968; Беляевский, 1974).

ЛИТЕРАТУРА

- Антоненко А.Н., Дубровин Г.К. Разрез земной коры в Северном Казахстане. — "Сов. геол.", 1968, № 11.
- Беляевский Н.А. Земная кора в пределах территории СССР. М., "Недра", 1974.
- Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., "Недра", 1974.
- Кейльман Г.А., Соколов В.Б. Геологическая позиция plutонических гранитов Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск, 1974.
- Кейльман Г.А., Соколов В.Б., Козырев Е.И. О глубинном строении гнейсово-мигматитовых комплексов и гранитных массивов на Среднем Урале. Свердловск, 1974.
- Рябой В.В. Строение земной коры и верхней мантии по профилю Копетдаг—Аральское море. — "Сов. геол.", 1966, № 5.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ АРМЕНИИ И УРАЛА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Офиолитовые ассоциации выделены Г. Штейнманном еще в 1905 г. В последнее десятилетие установлено широкое распространение их на земном шаре. Это вызвало большой интерес к офиолитовым поясам, особенно возросший в связи с развитием глобальной тектоники плит (Пейве, 1974; Хаин, 1972; Ломизе, 1972).

А.В. Пейве в качестве типичного разреза офиолитового пояса рассматривает часть Полярного Урала. В субмеридиональной полосе шириной от 20 до 50 км, прослеживаемой по простиранию на 200 км, по геологическим данным выявлена толща пород пологого восточного падения, включающая три комплекса. Первый из них, залегающий на миогеосинклинальных отложениях палеозоя, составляет основание разреза и представлен гипербазитами (гарцбургиты и дуниты) мощностью 8–10 км. За их поверхность условно принимается раздел М. Второй комплекс мощностью 5–7 км отождествляется с древним базальтовым слоем земной коры. Низы его образованы габброидами и амфиболитами; в верхней части залегают гранодиориты и плагиограниты. Третий комплекс представляет собой осадочный чехол и состоит главным образом из зеленокаменноизмененных толеитовых базальтов и кремнистых осадков.

К сожалению, описанная А.В. Пейве часть Полярного Урала геофизическими методами изучена слабо; сейсмические же наблюдения, дающие представление о глубинном строении земной коры, здесь вообще отсутствуют. Можно лишь отметить, что рассмотренный комплекс пород попадает в зону региональной гравитационной аномалии протяженностью более 2000 км и шириной 80–150 км, вытянутую вдоль всего Урала (рис. 1). Эта зона характеризуется повышенным значением силы тяжести и большими горизонтальными градиентами аномалий (Δg) (Халевин, 1972). На значительной части Урала эта положительная аномалия Δg коррелируется с Тагильским и Магнитогорским погружениями, где преобладают зеленокаменные породы с пятнами (нередко значительными) основных и ультраосновных пород, а также гранитоидов. Отмеченная картина позволяет предполагать выдержанность основных элементов строения земной коры по всей аномальной полосе и рассматривать в соответствии с планом ее строения материалы по глубинному сейсмическому зондированию, проведенному на Среднем Урале. Таким образом, особенности структуры земной коры в аномальной гравитационной зоне Урала могут быть использованы при изучении развитых здесь офиолитовых ассоциаций.

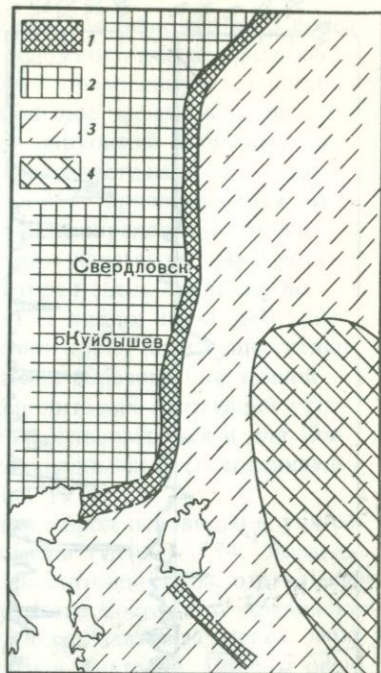
Рис. 1. Схема расположения осевой структуры Урала, отождествленной с офиолитовым поясом

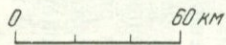
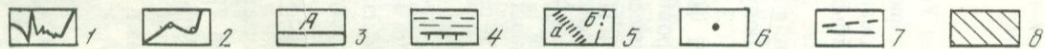
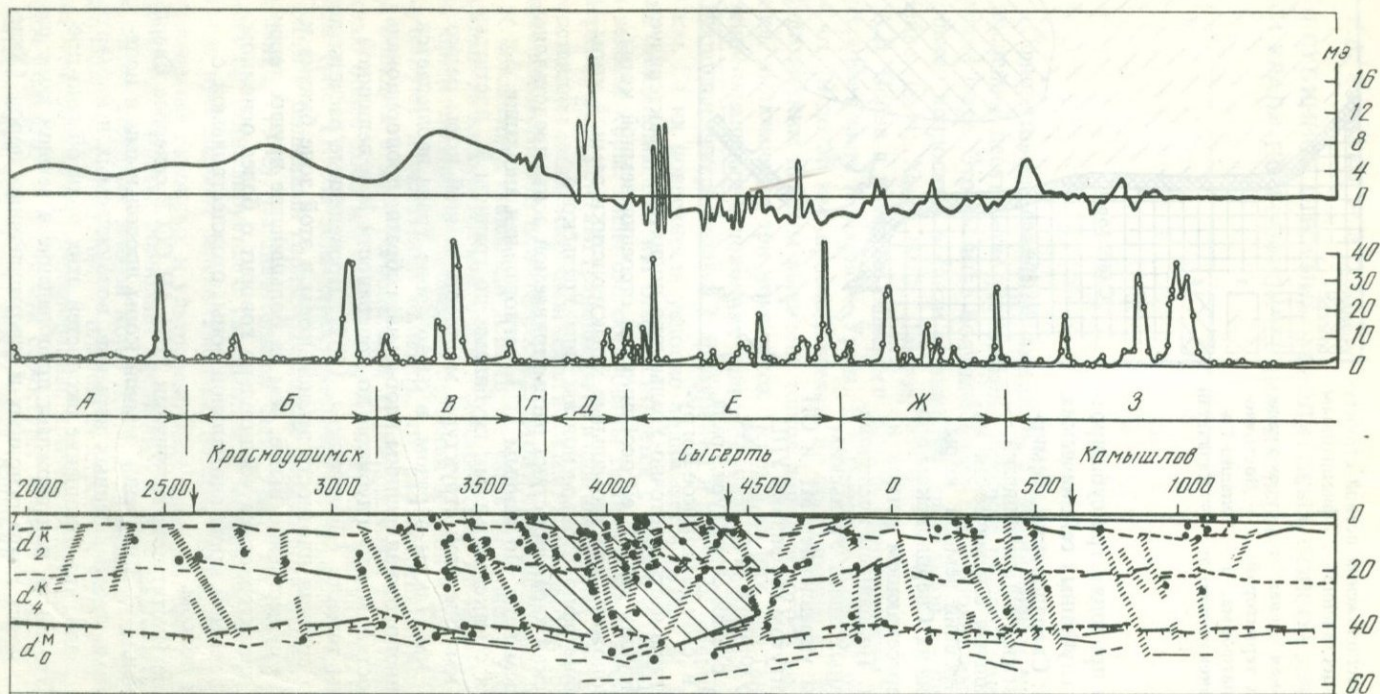
1 — аномальная осевая структура Урала и сопредельных территорий; 2 — Восточно-Европейская платформа; 3 — Западно-Сибирская и Туранская плиты; 4 — Казахский щит

Через Урал проходят три субширотных профиля глубинных сейсмических зондирований: Свердловский, Темиртау-Куйбышевский и Актюбинский. Наиболее детальная сейсмическая информация о строении земной коры Урала получена на Свердловском профиле ГСЗ, пересекающем регион в средней части. По данным исследований, проведенных здесь Уральским геологическим управлением МГ и ОН РСФСР и Институтом геофизики УНЦ АН СССР (Дружинин и др., 1969; Халева, 1975), осевая структура Урала, включающая в себя Тагильское погружение и западную часть Восточно-Уральского поднятия, характеризуется рядом присущих только ей особенностей строения земной коры. Можно предположить, что аномальные характеристики земной коры присущи вообще офиолитовым поясам типа Уральского.

Геофизическая характеристика рассматриваемой зоны представляется в следующем виде. По данным ГСЗ, региональная аномалия Δg коррелируется с максимальными глубинами до границы М, достигающими 47–48 км. Вне этой структуры мощность земной коры редко превышает 40 км. Таким образом, в осевой зоне Урала наблюдается картина, противоположная средним глобальным обратно пропорциональным зависимостям между глубиной до поверхности М и величиной аномалии силы тяжести (Деменицкая, 1967). Проведенные расчеты показывают, что средняя плотность земной коры в этой зоне близка к $2,95 \text{ г/см}^3$, что существенно выше, чем на большинстве других территорий. Такая характеристика убедительно говорит о более основном составе пород земной коры аномальной зоны, отождествляемой с офиолитовым поясом.

Проведенное Институтом геофизики УНЦ АН СССР севернее Свердловского профиля ГСЗ изучение земной коры продольными и поперечными волнами промышленных взрывов, возбуждаемых в карьерах и шахтах, показало, что отношение скоростей этих волн обычно превышает $\sqrt{3}$. Это также подтверждает преобладание в земной коре рассматриваемого пояса Урала основных и ультраосновных пород (Халева, 1975; Галдин, 1970).





Вторая основная особенность, характерная для офиолитового пояса осевой зоны Урала, — существенно более сложное, чем на прилегающих участках, волновое поле, отображающее повышенную гетерогенность строения земной коры. Выявлено большое число субвертикальных разломов, нередко оперяемых зонами нарушений иной ориентировки. Неоднородность сейсмического материала часто настолько существенна, что даже основная граница — раздел М — прослеживается прерывисто и очень сложна; понижается точность определения такого обычно стабильного и уверенно оцениваемого параметра, как граничная скорость (Дружинин и др., 1969), которая здесь понижена до 7,9 км/с (Булашевич и др., 1973). На рис. 2 видно, что в этой зоне не только резко повышено число нарушений коры, но и существенно увеличивается число точек дифракции. Таким образом, для земной коры Среднего Урала в зоне развития офиолитовых ассоциаций установлена аномальная структура. Последняя подтверждается и для Южного Урала как профилями ГСЗ, так и площадными исследованиями упругими волнами промвзрывов (Халевин, 1975).

В Армении известны два пояса развития пород основного и ультраосновного состава: Присеванский и Вединский (Пейве, 1974; Ломизе, 1972). Они являются ветвями краевой офиолитовой зоны, отделяющей центральную часть альпид Ближнего и Среднего Востока от Аравийской платформы. Присеванский и Вединский ультрабазитовые пояса непосредственно связаны с офиолитовыми зонами Анаголии. Породы офиолитовой формации в пределах Малого Кавказа представлены серпентинитами, перидотитами, дунитами, габбро, амфиболитами, габбро-диабазами, диабазами, спилитами, радиоляритами.

Ультрабазитовые пояса Армении отражаются в геофизических полях следующим образом. Присеванский пояс в целом характеризуется зоной больших горизонтальных градиентов силы тяжести, которая определяет положение глубинного разлома древнего заложения. Тела и массивы основных и ультраосновных пород часто отличаются относительно повышенными гравитационными аномалиями. В частности, с интрузиями, несущими хромитовое оруденение, связаны локальные максимумы силы тяжести. Однако в некоторых случаях, в зависимости от плотности пород фундамента и структурного положения интрузий относительно пород кристаллического основания, могут наблюдаться и отрицатель-

Рис. 2. Свердловский профиль ГСЗ (по Ю.П. Булашевичу, В.Н. Башорину, В.С. Дружинину, В.М. Рыбалка)

1 — значения вертикальной составляющей магнитного поля; 2 — график концентрации гелия; 3 — геологические структуры: А — восточная часть Русской платформы, Б — Предуральский прогиб, В — Западно-Уральская зона складчатости, Г — Центрально-Уральское поднятие, Д — Тагило-Магнитогорский прогиб, Е — Восточно-Уральское поднятие, Ж — Восточно-Уральский прогиб, З — Зауральское поднятие; 4 — поверхности раздела в земной коре: d_2^K — древнего фундамента, d_4^K — "базальтового" слоя, d_0^M ; 5 — глубинные разломы (а) и разрывные поверхностные нарушения (б); 6 — точки дифракции; 7 — отражающие площадки в верхах мантии; 8 — зоны максимальной сложности земной коры

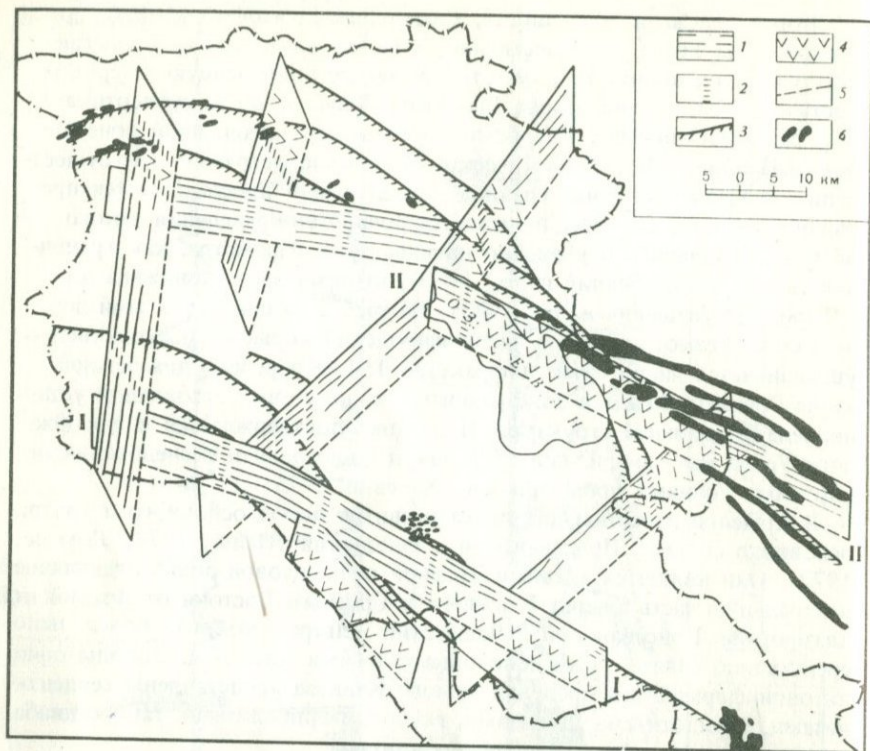


Рис. 3. Блок-схема строения земной коры Армении (по Г.В. Егоркиной, И.А. Соколовой, Л.М. Егоровой, И.В. Гаретовской, Т.Д. Двоскиной, В.А. Ракилову)

1 – сейсмические границы в земной коре; 2 – тектонические нарушения на разрезах; 3 – тектонические нарушения в плане; 4 – участки глубинных разрезов, характеризующиеся отсутствием сейсмических границ в земной коре; 5 – глубина 50 км; 6 – выходы на поверхность пород офиолитовой формации

ные аномалии. На магнитных картах Z_a и ΔT_a полоса ультрабазитовых пород отражается в виде отдельных аномалий изометрической или линейно вытянутой формы с интенсивностью 1000 гамм и более.

Сведения о глубинном строении офиолитовых зон на территории Армении получены по данным исследований с сейсмической аппаратурой типа "Земля", проводившихся ВНИИ Геофизикой с 1967 по 1974 г. (Егоркина и др., 1973). Отработано несколько профилей субширотного и субмеридионального направления общей протяженностью около 1400 км (рис. 3). Полученные сейсмические разрезы принципиально не отличаются от разрезов других регионов. Исключением являются разрезы в пределах офиолитовых зон. На профилях, пересекающих Присеванский ультрабазитовый пояс, в одних случаях почти полностью отсутствуют границы раздела от поверхности до глубины 50 км, в других – отсутствуют все границы, за исключением "поверхности фундамента". Понятие "поверхность фундамента" в этом случае, по-види-

тому, весьма условно. Вполне возможно, что картируемая граница обмена является кромкой интрузивного тела, так как зона отсутствия сейсмического материала совпадает с выходами на поверхность интрузивных образований основного состава. Об этом же свидетельствует изменение величины граничной скорости: на большей части территории Армении v_T составляет 5,8–6,2 км/с и лишь в районе Присеванского пояса она увеличивается до 6,4–7,2 км/с. Вединский офиолитовый пояс в сейсмическом разрезе проявляется не столь ярко, как Присеванский. Здесь границы обмена отсутствуют в основном в глубоких частях земной коры.

Отсутствие границ обмена в некоторых районах развития пород ультрабазитовой формации, на наш взгляд, может быть обусловлено двумя причинами. Это явление можно объяснить нарушением границ вблизи зон тектонических нарушений, поскольку ориентация профилей близка к простиранию разломных зон, контролирующих офиолитовые пояса. Однако можно также предположить наличие на глубине крупных интрузивных тел с отсутствием расслоенности. В пользу этого предположения говорит тот факт, что, несмотря на близость тектонического нарушения, верхняя граница обмена прослеживается довольно устойчиво.

Следует сказать, что в некоторых районах, где на поверхности отмечены выходы пород ультраосновного состава (центральная часть профиля I, восточное окончание профиля II), границы обмена прослеживаются достаточно уверенно. Наличие нормального сейсмического разреза в данном случае может быть связано с тем, что картируемые здесь интрузивные образования не имеют корней; они отторгнуты от основной массы интрузивных пород в результате горизонтальных перемещений.

Если сравнивать между собой типы сейсмических разрезов, развитых в пределах Присеванской и Вединской зон, то можно предположить, что в первом случае породы офиолитовой формации расположены достаточно близко к поверхности Земли либо выходят на поверхность, а во втором — находятся на некоторой глубине (порядка 10–20 км от поверхности).

Офиолитовые пояса на территории Армении образуют протяженные зоны шириной 15–20 км и сопровождаются серией глубинных разломов, доходящих до мантии (рис. 4). Положение Присеванского офиолитового пояса контролируется Севано-Акеринским разломом (А), положение Вединского—Ереванским разломом (Б). Каждый разлом состоит из нескольких ветвей и имеет глубину проникания около 50 км. Направление сместителя крыльев разлома близвертикально, амплитуда смещения — 2–4 км.

Активная тектоническая жизнь разломных зон, сопровождающих ультрабазитовые пояса, продолжается и в настоящее время. На рис. 4 показаны эпицентры землетрясений с энергетическим классом $K > 10$ за последние 20 лет (данные оперативных сейсмологических бюллетеней ИФЗ АН СССР). Отчетливо видно, что они группируются вокруг Севано-Акеринского и Ереванского разломов.

Под действием тектонических сил в земной коре накапливаются упругие напряжения. Существующие в земной коре разрывы влияют на поле напряжений. При определенной ориентации разломной зоны по отношению к направлениям главных осей напряжений могут созда-

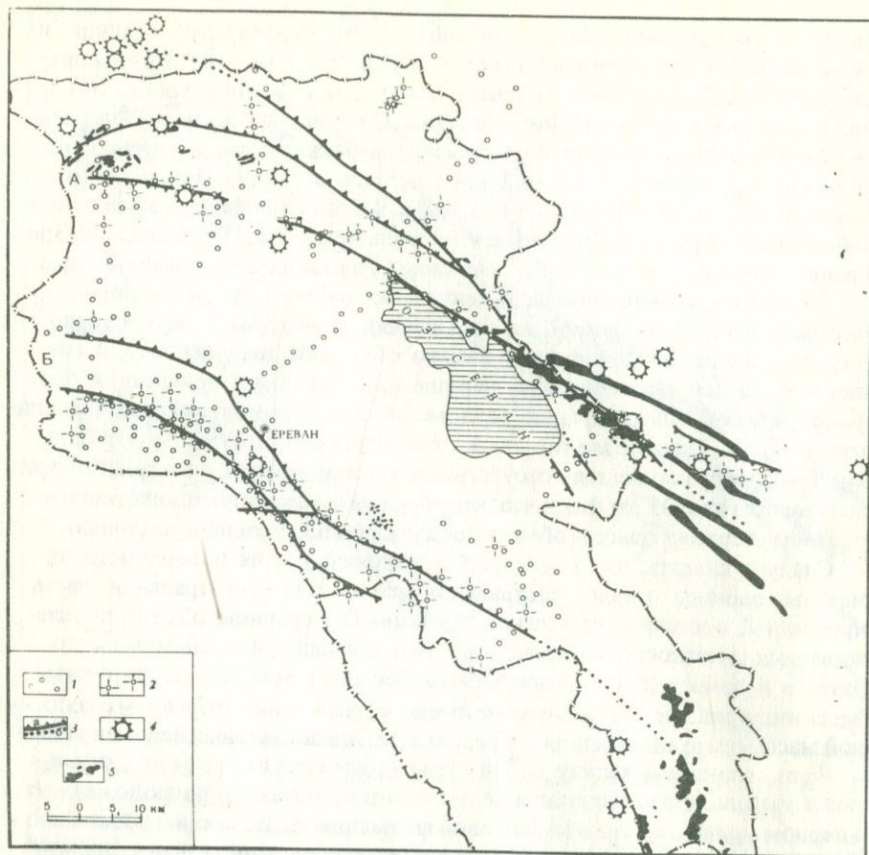


Рис. 4. Сопоставление зон, характеризующихся анизотропией скоростей сейсмических волн, эпицентров землетрясений и выходов на поверхность пород офиолитовой формации с глубинными разломами (по Г.В. Егоркиной, И.А. Соколовой, Л.М. Егоровой)

Разломы: А — Севано-Акеринский, Б — Ереванский. 1 — пункты наблюдения; 2 — пункты наблюдения, характеризующиеся анизотропией скоростей поперечных волн; 3 — положение глубинных разломов по данным станций "Земля": а — уверенное; б — предполагаемое; 4 — эпицентры землетрясений ($K > 10$), зарегистрированные с 1954 по 1974 г.; 5 — выходы на поверхность пород офиолитовой формации

ваться области сильного повышения величин касательных напряжений. В пределах аномально напряженных зон будет наблюдаться изменение упругих свойств среды. В частности, если в массиве пород преобладает неравномерное сжатие по разным направлениям, будет наблюдаться анизотропия скоростей. В пределах изученной части территории Армении установлена связь анизотропии скоростей поперечных волн с напряженным состоянием земной коры (Егоркина, 1975). На рис. 4 показаны точки наблюдения, характеризующиеся значительной величиной анизотропии скоростей. Анизотропные зоны приурочены в основном к двум разломам: Севано-Акеринскому и Ереванскому. Установление

связи анизотропии с напряженным состоянием земной коры позволяет считать такие участки зонами концентрации напряжений, т.е. наиболее вероятными местами будущих землетрясений. Эпицентры землетрясений, которые произошли на территории Армении за время наблюдений с аппаратурой "Земля", приурочены к участкам, характеризующимся повышенной анизотропией скоростей сейсмических волн.

В заключение следует отметить, что основные сейсмические характеристики офиолитовых поясов Армении и Урала сходны. Во-первых, там и тут наблюдается нарушение в прослеживании границ в земной коре. Во-вторых, в обоих регионах рассматриваемые зоны насыщены субвертикальными глубинными разломами, амплитуды смещений по которым достигают нескольких километров. И, в-третьих, выделенные по сейсмическим данным аномальные зоны нередко имеют большую ширину, чем это устанавливается по геологическим данным для офиолитовых поясов. Это, видимо, указывает на расширение и большую выраженность их на глубине.

Следует отметить, что проанализированных геофизических данных о разновозрастных офиолитовых поясах недостаточно для суждения о многих вопросах их строения. Однако эти материалы позволили наметить ряд общих черт и различий физических характеристик соответствующих блоков земной коры, что может найти в дальнейшем более широкое петрологическое и структурно-тектоническое объяснение. Кроме того, ясно, что необходимы специальные глубинные сейсмические исследования офиолитовых поясов. Особенно это касается Полярного Урала, где по геологическим данным установлен и количественно охарактеризован на глубину разрез офиолитовой ассоциации Урала. В случае подтверждения сейсмическими методами этих количественных данных и получения здесь соответствующих скоростных параметрических характеристик для пород и комплексов можно будет значительно шире ставить вопрос об изучении сейсмометрией офиолитовых поясов.

ЛИТЕРАТУРА

- Булашевич Ю.П., Башорин В.Н., Дружинин В.С., Рыбалка В.М. Гелий в подземных водах на Свердловском профиле глубинных сейсмических зондирования. — ДАН СССР, 1973, т. 208, № 4.
- Галдин Н.Е. О физических свойствах силикатов и окислов при высоких давлениях и температурах. — "Геохимия", 1970, № 2.
- Деменциякая Р.М. Кора и мантия Земли. М., "Недра", 1967.
- Дружинин В.С., Казачихина В.Н., Политов В.Т. и др. Глубинное строение земной коры Урала и прилегающих к нему областей по Свердловскому субширотному пересечению. — Труды II Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1969.
- Егоркина Г.В. Природа анизотропии скоростей распространения упругих волн в условиях Армении. — "Прикл. геофиз.", 1975, вып. 78.
- Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М. и др. Строение земной коры северо-западной части Армении. — "Сов. геол.", 1973, № 6.
- Ломизе М.Г. Краевые офиолитовые швы альпид Ближнего и Среднего Востока. — "Изв. вузов. Геол. и разв.", 1972, № 2.
- Пейве А.В. Офиолиты и земная кора. — "Природа", 1974, № 2.
- Хашин В.Е. Основные структурные комплексы Ближнего и Среднего Востока. — "Изв. вузов. Геол. и разв.", 1972, № 2.
- Халевин Н.И. Глубинное строение Урала и сопредельных регионов по геофизическим данным. — "Геотектоника", 1972, № 6.
- Халевин Н.И. Сейсмология взрывов на Урале. М., "Наука", 1975.

*Ш.А. Адамия, Б.К. Балавадзе, И.П. Гамкрелидзе,
П.Д. Гамкрелидзе, П.Ш. Миндели,
М.М. Рубинштейн, Г.Ш. Шенгелая*

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЧЕРНОМОРСКО-КАВКАЗСКОГО СЕГМЕНТА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

РЕЛЬЕФ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Рассматриваемая область включает акватории Черного, Азовского и Каспийского морей, равнинные области Крыма и Предкавказья, Рионо-Курунскую и Араксинскую межгорные впадины, Джавахетское и Армянское вулканические нагорья, складчатые хребты Горного Крыма, Большого и Малого Кавказа. Эта обширная гетерогенная территория, являющаяся частью Средиземноморского складчатого пояса (Муратов, 1969), ограничена с севера Восточно-Европейской докембрийской платформой и палеозойским авлакогеном Большого Донбасса (рис. 1). Крайняя северная структурная единица здесь — Скифская палеозойская платформа — область герцинской консолидации с отдельными узкими полосами киммерид. На границе Скифской молодой платформы и Альпийской складчатой области располагается зона позднебайкальской консолидации — Крымско-Северо-Кавказский срединный массив.

В пределах собственно Альпийской складчатой области выделяются следующие основные тектонические зоны: альпийская складчатая зона Горного Крыма и Большого Кавказа с палеозойским гранито-метаморфитовым фундаментом в области Главного хребта и полосами раннеальпийской и позднеальпийской складчатости; Понтийско-Закавказский срединный массив (испытывавший палеозойскую консолидацию в восточной его части и допалеозойскую — в западной) с участками среднеальпийской тектоно-магматической активизации (мел-палеогеновые рифты); Анатолийско-Малокавказская офиолитовая шовная зона, отделяющая Понтийско-Закавказский срединный массив от Иранской допалеозойской субплатформы.

На перечисленные выше тектонические зоны наложены позднеальпийские передовые и межгорные прогибы, выполненные молассами, области позднеальпийского орбгенного вулканизма, а также акватории Черного, Азовского и Каспийского морей, представляющие собой основные области современного осадконакопления.

На этом морфолого-тектоническом фоне рассматриваются ниже глубинное строение земной коры и особенности геофизических полей.

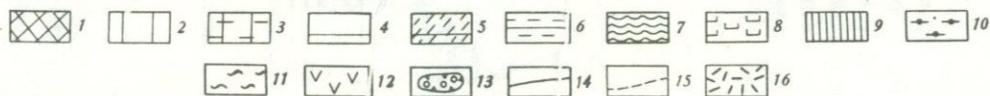
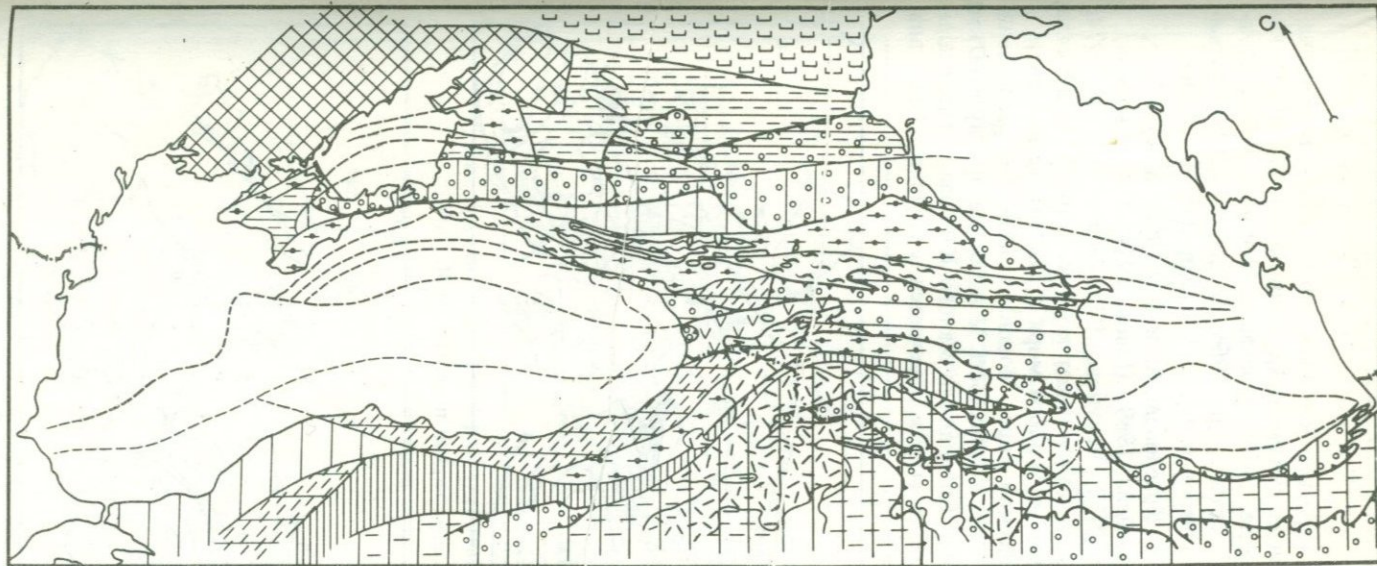


Рис. 1. Схема тектонического районирования Черноморско-Кавказского региона

1 — Восточно-Европейская докембрийская платформа; 2 — зоны позднебайкальской консолидации (Крымско-Северо-Кавказский срединный массив, Западные Понтиды); 3 — Иранско-Турецкая субплатформа — область байкальской консолидации; 4,5 — Понтийско-Закавказский срединный массив — область палеозойской (4) и допалеозойской (5) консолидации; 6 — Скифская молодая платформа; 7 — кристаллическое ядро Большого Кавказа — зона герцинской и допалеозойской (?) консолидации; 8 — авлакоген Большого Донбасса; 9 — Анатолийско-Малокавказская офиолитовая зона; 10 — зоны раннеальпийской складчатости; 11 — позднеюрско-эоценовые флишевые трог — зоны позднеальпийской складчатости; 12 — альб-эоценовые рифтовые зоны; 13 — позднеальпийские передовые и межгорные прогибы — зоны аккумуляции моласс; 14 — границы между зонами на суше; 15 — то же. на море; 16 — неоген-четвертичные наземные вулканические накопления

16 — неоген-четвертичные наземные вулканические накопления

Сведения о глубинном строении Черноморско-Кавказского региона содержатся в многочисленных публикациях (Али-Заде и др., 1968; Ахмедов и др., 1972; Балавадзе, 1975; Балавадзе, Шенгелая, 1961; Балавадзе, Миндели, 1964; Балавадзе и др., 1966; Беляевский, 1974; Бурьянов, Павленкова, 1974; Гончаров и др., 1972; Егоркин, Матушкин, 1969; Егоркин и др., 1973; Краснопевцева и др., 1970; Москаленко, Маловицкий, 1974; Померанцева, 1969; Попов, 1974; Пустыльников, Смирнов, 1973; Раджабов, 1973; Чекунов, 1972; Negrochnov e.a., 1974; и др.). Известно, что район в целом имеет кору континентального типа; лишь в глубоководной впадине Черного моря и Южном Каспии выделяются участки субокеанической коры. Мощность земной коры изменяется от 20 до 60 км (рис. 2); поверхность М наиболее прогнута (60 км) под высокогорными частями Большого и Малого Кавказа, а минимальная глубина (20–30 км) ее залегания отмечается в глубоководной впа-

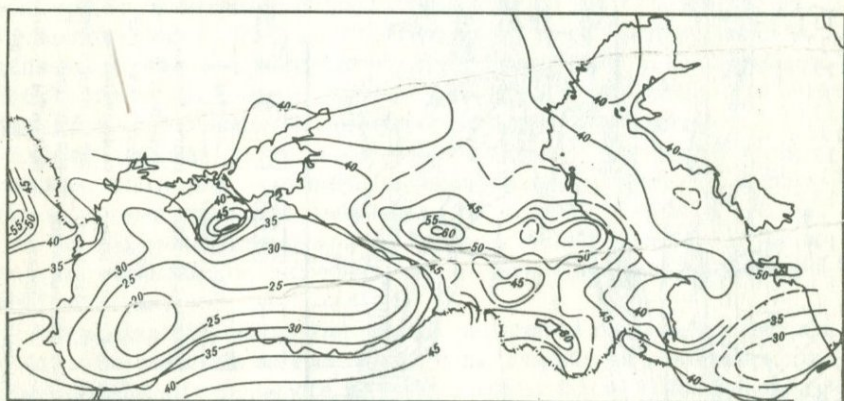


Рис. 2. Схема глубин поверхности М, км

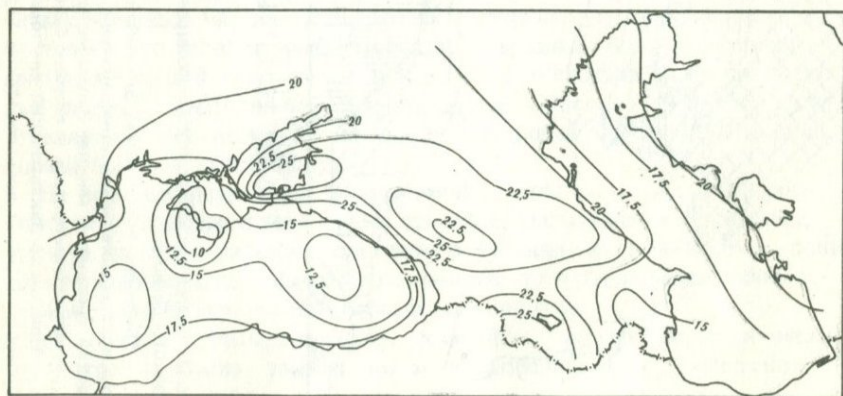


Рис. 3. Схема глубин поверхности "базальтового" слоя, км

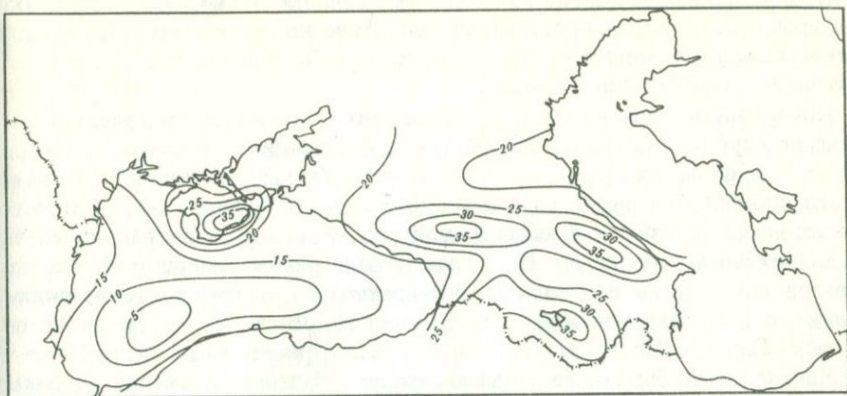


Рис. 4. Схема мощности "базальтового" слоя, км

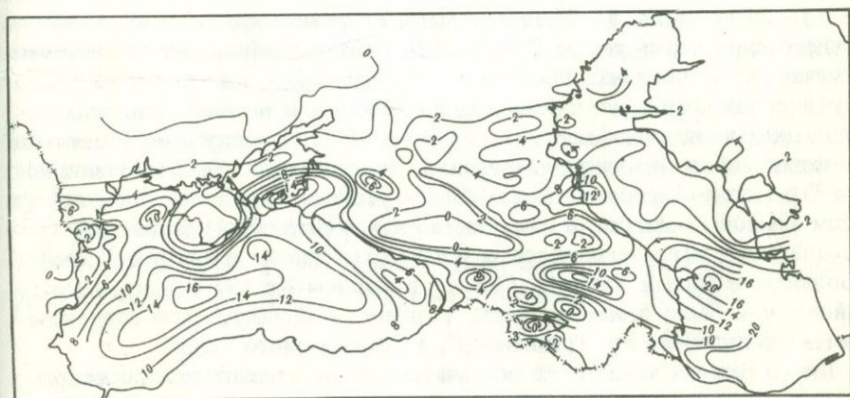


Рис. 5. Схема глубин поверхности "гранитного" слоя, км

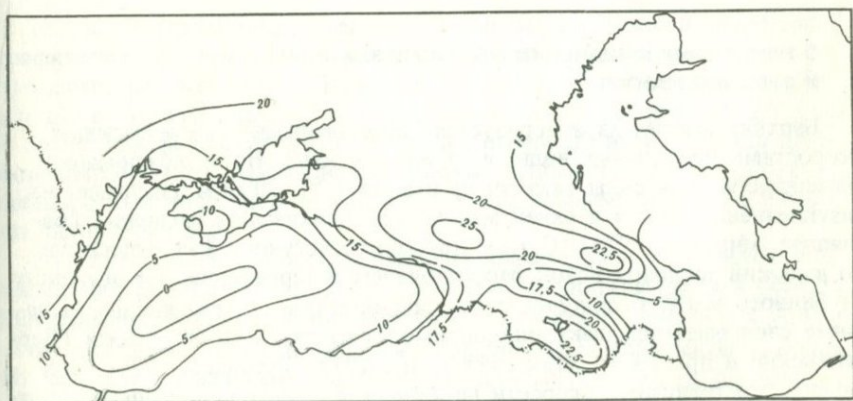


Рис. 6. Схема мощности "гранитного" слоя, км

дине Черного моря и в Южном Каспии. Изолинии мощностей коры, как правило, повторяют простирания тектонических структур, а участки максимальных и минимальных ее мощностей соответствуют в целом крупным тектоническим зонам.

Поверхность "базальтового" слоя, развитого повсеместно, расположена на глубинах от 10 до 30 км (рис. 3) и наиболее прогнута (25–30 км) в областях Центрального и Малого Кавказа и Индоло-Кубанского прогиба. В Крыму, глубоководной области Черного моря, Нижнекуруинской впадине и Южном Каспии эта же поверхность расположена на глубинах всего лишь 10–15 км. Линии равных мощностей "базальтового" слоя согласуются с простираниями крупных тектонических структур (рис. 4); максимальные мощности (30–40 км) отмечаются в области Горного Крыма, Большого Кавказа, Присеванской части Малого Кавказа и на Вандам-Талышском участке Куруинской впадины, а минимальные (5–15 км) – в глубоководной области Черного моря и в Южном Каспии.

Фундамент осадочного слоя расположен на абсолютных отметках от +5 до –20 км (рис. 5). Следовательно, геофизическая мощность осадочного слоя варьирует от 0 до 20 км, причем наибольшие ее значения отмечаются во впадинах Южного и Центрального Каспия (20 км), в глубоководной области Черного моря (16 км) и позднеальпийских передовых и межгорных прогибах (8–14 км). С упомянутыми участками совпадают области выклинивания или минимальной (0–5 км) мощности "гранитного" слоя, а также общего утонения консолидированной части земной коры, тогда как участки с максимальной мощностью земной коры характеризуются резким утолщением "гранитного" слоя (Большой и Малый Кавказ). Однако в Горном Крыму и Вандамском районе, как было отмечено выше, утонение осадочного слоя сопровождается утолщением не "гранитного", а "базальтового" слоя.

Линии равных мощностей осадочного и "гранитного" слоев повторяют простирания основных тектонических структур района (рис. 6); с последними также совпадают области максимальных и минимальных значений мощностей.

О НЕКОТОРЫХ ФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРАХ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Верхняя мантия характеризуется "нормальными" сейсмическими скоростями продольных волн: $v_{\Gamma} = 8,0\text{--}8,4$ км/с. Но трансформация аномального поля силы тяжести на высоте $z = -300$ км указывает на разуплотнение масс в верхней мантии под Кавказским регионом (Балавадзе, Миндели, 1973). С этим хорошо согласуются как относительно высокий тепловой поток рассматриваемой территории, так и данные глубинного магнито-теллурического зондирования, указывающие на наличие слоя высокой электропроводности на глубинах 30–60 км (Бердичевский и др., 1971; Агакулиев и др., 1973; Гугунава, 1974). Возможно, что граничные скорости не являются строго адекватными плотности материала верхней мантии Кавказского региона.

На поверхности "базальтового" слоя отмечаются граничные скорости, равные 6,4–6,8 км/с; с глубиной их значения возрастают до 7,5 км/с. За среднюю плотность слоя принято значение $\rho = 2,9 \text{ г/см}^3$.

"Гранитный" слой района состоит из разновозрастных и различных по составу блоков с несколько отличающимися значениями граничных скоростей и средней плотности. Самой древней, докембрийской, частью этого слоя, по-видимому, является фундамент Иранско-Турецкой допалеозойской субплатформы, к поздним байкалидам относится гранито-метаморфитовый слой Крымско-Кавказского срединного массива, в палеозое был сформирован "гранитный" слой Закавказского срединного массива, а формирование доальпийского фундамента Большого Кавказа и складчатого основания Предкавказья было завершено главным образом в процессе герцинского тектогенеза. В пределах этих блоков, возможно, имеются и участки более ранней консолидации. Немаловажную роль в формировании "гранитного" слоя сыграл, по-видимому, и альпийский тектогенез, о чем свидетельствуют андезитовый вулканизм и альпийский метаморфизм, проявившиеся в ряде зон, а также прямая зависимость между высотой рельефа и мощностью консолидированной коры (Адамия и др., 1973, 1975 а, б).

Физические свойства осадочного слоя изменяются в широких пределах как по горизонтали, так и по вертикали. Но в первую очередь следует указать на необходимость его деления при расчетах на две части: верхнюю, олигоцен-четвертичную, для которой характерны низкая плотность ($\rho_{\text{ср}} = 2,2 \text{ г/см}^3$) и небольшая скорость продольных волн ($v_{\Gamma} = 2,6 \text{ км/с}$), и нижнюю, мезозойско-раннекайнозойскую, плотность которой достигает $2,5 \text{ г/см}^3$, а пластовая скорость — $4,5 \text{ км/с}$.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ИХ СВЯЗЬ С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ И ТЕКТОНИКОЙ

Гравитационное поле

На рис. 7 представлена схема аномалий силы тяжести в гидро-топографической редукции: на Черном, Азовском и Каспийском морях применена редукция Прейя-Пуанкаре, а на суше — топографическая редукция с учетом влияния рельефа в радиусе 200 км при $\rho = 2,67 \text{ г/см}^3$. В целом для рассматриваемой области характерно наличие резко дифференцированного гравитационного поля; выделяется ряд крупных субширотных полосовых аномалий с отрицательными и положительными значениями Δg .

Из отрицательных аномалий наиболее значительными являются аномалия Центрального и Восточного Кавказа, продолжающаяся в область Центрального Каспия; Малого Кавказа, связанная в основном с Армянским вулканическим нагорьем; центральной части Куринской впадины. Из меньших по величине участков отрицательных значений Δg следует отметить Азово-Кубанский, Терско-Каспийский, Колхидский, Восточно-Черноморский.

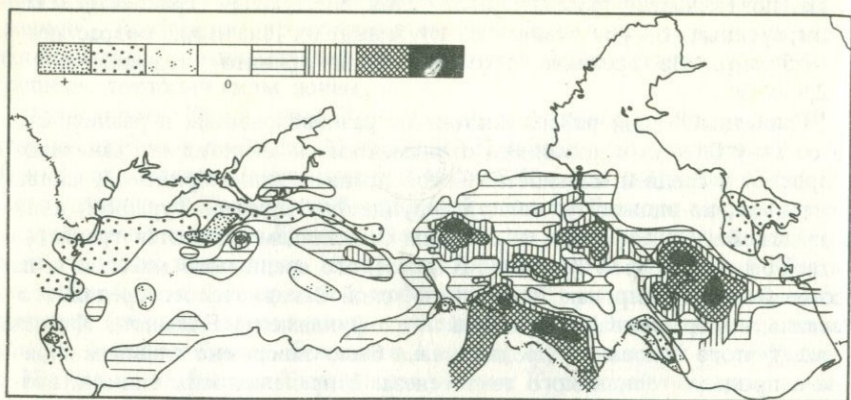


Рис. 7. Схема аномалий силы тяжести (гидро-топографическая редукция)

Крупными положительными значениями Δg характеризуется полоса, охватывающая северо-западную часть шельфа Черного моря, Горный Крым и Юго-Западный Кавказ, а также Притальшский район, на восточном продолжении которого расположена полоса небольших положительных значений Δg Южно-Каспийской впадины. Подобная полоса малых и умеренных положительных значений Δg отмечается и в районах глубоководной части Черного моря, восточным продолжением которой является Аджарский, а западным — Бургасский максимум. Для остальной территории характерно слабо расчлененное гравитационное поле с близкими к нулю значениями Δg .

Между гравитационным полем и высотой рельефа выявлена в общем обратная зависимость. С высокогорными участками, как правило, связаны минимальные значения Δg (Большой Кавказ, Малый Кавказ), а на территории морей и низменностей отмечены слабоположительные или близкие к нулю значения Δg . Однако в целом ряде районов подобная зависимость отсутствует. Например, Горный Крым, северо-восточное побережье Черного моря, Талыш и Аджария характеризуются довольно интенсивными положительными значениями Δg , тогда как Центральный Каспий выделяется как область крупных отрицательных значений Δg , соизмеримых по величине с таковыми для Центрального и Восточного Кавказа. Крупными отрицательными величинами Δg характеризуется и средняя часть Куринской низменности.

Анализ данных по аномальному гравитационному полю указывает на тесную связь последнего с тектоникой и глубинным строением. При этом установлены следующие закономерности:

1. Ориентация полос крупных гравитационных аномалий, в общем совпадающих с крупными тектоническими зонами, соответствует структурному плану.

2. Наиболее значительные отрицательные аномалии пространственно приурочены к зонам максимальных мощностей земной коры. Это Большой и Малый Кавказ — участки, где поверхность М находится на глу-

бинах 50–60 км и которые в тектоническом отношении представляют собой зоны позднеальпийского сжатия, складчатости, воздымания, метаморфизма и андезитового вулканизма, т.е. области формирования континентальной коры.

3. Крупными и средними отрицательными значениями Δg характеризуются позднеальпийские передовые и межгорные прогибы, где при "нормальной" толщине (35–45 км) континентальной коры отмечается уменьшение мощности ее консолидированной части за счет увеличения роли осадочного слоя, в первую очередь – позднеальпийских моласс, характеризующихся низкой плотностью.

4. Участки крупных и средних положительных значений Δg пространственно связаны с областями поднятия и утолщения до 30–40 км поверхности "базальтового" слоя. Это Горный Крым и Черноморское побережье Западного Кавказа; в этих областях к тому же незначительна роль осадков с низкой плотностью.

5. Участки слабоположительных значений Δg приурочены к областям минимальных мощностей земной коры, где развит мощный слой осадков с низкой плотностью. Это глубоководная часть Черного моря и Южный Каспий, где поверхность М расположена на глубинах 20–30 км, а мощность осадочного слоя достигает 10–20 км. На суше эти зоны продолжают в виде Бургасской и Аджарской положительных гравитационных аномалий в бассейне Черного моря и Тальшской аномалии – в Южном Каспии. В тектоническом отношении обе области представляют собой среднеальпийские структуры, претерпевшие растяжение и деструкцию континентальной коры в позднем мелу – раннем палеогене, с мощным проявлением щелочного и субщелочного базальтового вулканизма. Лишь крайние части этих структур испытали сжатие и воздымание на позднеальпийском этапе развития (Адамия и др., 1974).

Изоаэзия

Значительные нарушения изостази выявлены в пределах Кавказа и прилежащих областей Черного и Каспийского морей (рис. 8). Для анализа использованы остаточные аномалии, выявленные после исключения региональной составляющей поля, в целом положительного на Кавказе.

Полученные данные указывают на достаточно хорошую согласованность характера изостатических аномалий с новейшими вертикальными движениями и, следовательно, рельефом (Артемьев, Балавадзе, 1973). В частности, с областями позднеальпийского погружения, как правило, связаны зоны значительных отрицательных изостатических аномалий (Терско-Каспийский и Азово-Кубанский передовые прогибы; Восточно-Черноморская впадина, Рионский и Куринский межгорные прогибы; Центральный и Южный Каспий), а с областями поднятия – зоны значительных положительных изостатических аномалий (Горный Крым, Большой Кавказ, север Малого Кавказа). Наряду с этим отмечаются участки, не подчиняющиеся этому общему правилу: глубоководная часть востока Черного моря, характеризующаяся значительно положи-

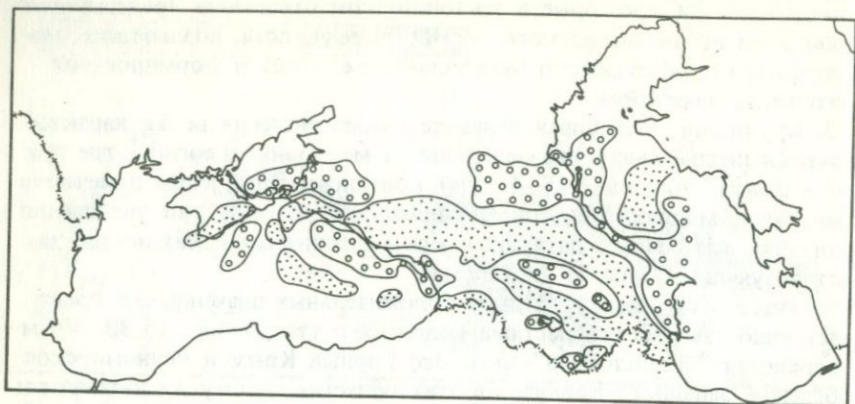


Рис. 8. Схема остаточных изостатических аномалий. Точки — положительные, кружки — отрицательные аномалии

тельной аномалией, а также Нижнекуринская зона крупной положительной аномалии, совпадающая с Вандамским максимумом Δg и сливающаяся на севере с Большешекавказской, а на юге с Тальшской зонами интенсивной положительной изостатической аномалии. Анализ модулей горизонтальных градиентов изостатических аномалий показывает, что полосы повышенных значений этих величин обычно соответствуют контактам блоков земной коры, испытывающих движения разного знака на неотектоническом этапе развития (Артемьев, Балавадзе, 1973).

Сейсмическое поле

В последние годы большое внимание стали уделять составлению карт сейсмической активности Кавказа, выражающих в изолиниях пространственную плотность частоты повторения землетрясений определенного энергетического класса (Цхакая, 1965; Цхакая, Папалашвили, 1971; Ризниченко, Джибладзе, 1972; и др.). Эти карты демонстрируют повышенную активность Джавахетского и Армянского нагорий, значительной части южного склона Большого Кавказа, а также некоторых других, меньших по величине, участков; однако сопоставление карт сейсмической активности с другими геофизическими полями указывает на отсутствие отчетливо выраженных корреляционных зависимостей. Возникают значительные трудности и при попытке однозначной увязки карт пространственного расположения эпицентров с картами новейших тектонических движений.

Впрочем, это, по-видимому, вполне закономерно, поскольку до сих пор применяющаяся у нас методика составления этих карт учитывает лишь вертикальные движения, тогда как для сейсмических событий отнюдь не меньшую роль должны играть и горизонтальные движения. Зато отчетливо выявляется прямая или опосредствованная связь подав-

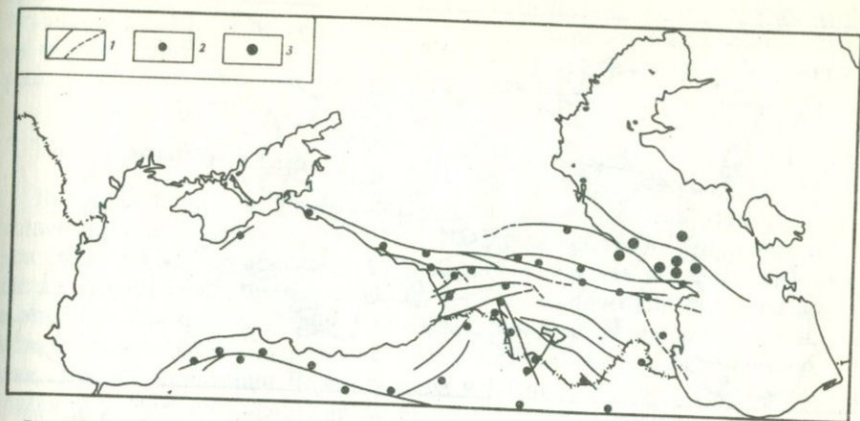


Рис. 9. Сеймотектоническая схема

1 — сейсмически активные разломы глубокого заложения; 2 — эпицентры землетрясения ($K \geq 4,5$); 3 — эпицентры подкоровых землетрясений

ляющего большинства самых сильных землетрясений Кавказа, очаги которых располагаются в пределах земной коры (до 50 км), с сейсмически активными разломами глубокого заложения как продольными (между или внутризональными), так и поперечными (рис. 9).

Магнитное поле

Для рассматриваемой территории имеются данные наземной, гидромагнитной и аэромагнитной съемок (Матушкин, 1967, 1969; Маловицкий и др., 1971; Мирлин и др., 1972; и др.). Составленные по этим материалам карты позволяют охарактеризовать общие закономерности морфологии магнитного поля. Оно в целом весьма неоднородно (рис. 10) и характеризуется наличием полос относительно повышенных и пониженных значений напряженности магнитного поля, а также полос со спокойным слабо расчлененным полем; все они простираются согласно с альпийскими и герцинскими структурами. В собственно Крымско-Кавказской части региона полосы магнитных аномалий имеют субширотное направление; к запад-север-западу они приобретают субмеридиональные простирания (Матушкин, 1969; и др.), сообразуясь с изменением структурного плана.

В пределах Черного моря выделяются Одесско-Каркинитский (1), Западно-Черноморский (2), Восточно-Черноморский (3), Преданатолийский (4) максимумы и Прикрымский (5), Западно-Кавказский (6), Восточно-Преданатолийский (7) минимумы. Центральная часть Черного моря отличается спокойным слабо расчлененным магнитным полем.

Для Скифской палеозойской платформы в целом характерно относительно спокойное магнитное поле, но с приближением к Большому Кавказу оно значительно усложняется. Из крупных магнитных аномалий этой территории следует отметить минимум Большого Донбасса (8)

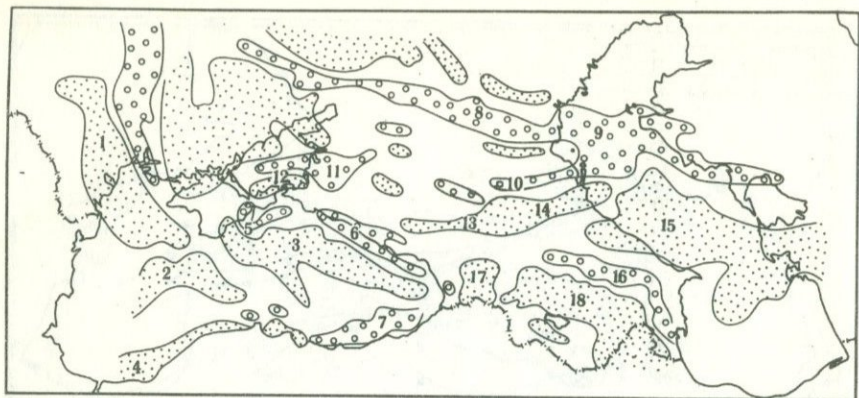


Рис. 10. Схема региональных магнитных аномалий (ΔT_a на высоте 10 км, по И.В. Слесаревой). Точки положительные, кружки — отрицательные аномалии

и находящийся на его восточном продолжении Северо-Каспийский минимум (9) с Кизлярским ответвлением (10). Относительно крупная зона пониженных значений T_a выделяется также в Азово-Кубанском районе (11 — Азово-Кубанский минимум). Из положительных аномалий магнитного поля Предкавказья и Большого Кавказа наиболее крупными являются Индоло-Кубанский (12), Центрально-Кавказский (13) и его восточное продолжение — Терский (14) максимумы. Далее на востоке, в центральной части Каспийского моря, прослеживается широкая (до 250 км) зона повышенных значений T_a , косо пересекающая Терско-Каспийский прогиб и погруженную часть структур Большого Кавказа (Центрально-Каспийский максимум — 15).

На Малом Кавказе отмечаются два крупных максимума магнитного поля: субмеридиональный Аджаро-Месхетский (17) и субширотный Прикуринско-Малокавказский (18).

Предполагают, что перечисленные аномалии магнитного поля обусловлены магнитовозмущающими телами, расположенными преимущественно в консолидированной коре, реже — в осадочном слое. Их верхние кромки находятся, очевидно, на глубинах от 2–5 до 15–17 км, а нижние — на глубинах 50–60 км (Матушкин, 1969; Маловицкий и др., 1971; Мирлин и др., 1972; и др.).

Переходя к анализу связи аномалий магнитного поля с тектоническими зонами района, следует отметить, что их полного пространственного совпадения мы не наблюдаем, однако намечаются некоторые закономерности: а) полосы региональных магнитных аномалий в целом ориентированы согласно с крупными структурами; б) значительные аномалии часто приурочены к границам основных тектонических зон; в) позднеальпийские наложенные структуры (впадины Черного и Каспийского морей) не отражаются в магнитном поле этих областей; г) в ряде случаев магнитные аномалии косо пересекают разные структуры; д) четкой связи между магнитным полем, гравитационным полем и мощно-

стью коры или отдельных ее слоев не наблюдается; е) возможно, что характер магнитной неоднородности земной коры описываемого региона обусловлен, в первую очередь, неоднородностью состава и строения различных тектонических зон.

Тепловой поток

Величина теплового потока четко коррелируется с современной тектонической зональностью (рис. 11). Наиболее высокий тепловой поток ($1,6-2,5$ мк кал/см² · с) отмечается в зонах позднеальпийской складчатости, горообразования и тектоно-магматической активизации, а минимальные его значения ($0,6-1,2$ мккал/см² · с) наблюдаются в зонах позднеальпийского интенсивного погружения и осадконакопления. Таковы акватории Черного моря и Южного Каспия, Терско-Каспийский и Индоло-Кубанский передовые прогибы, Рионская, Курильская и Араксинская межгорные депрессии. Относительно спокойные тектонически участки Скифской платформы, Закавказского срединного массива и Иранско-Турецкой субплатформы в позднеальпийское время характеризуются нормальными и однородными значениями теплового потока ($1,2-1,6$ мккал/см² · с) (Геотермическая карта СССР..., 1972; Любимова, Савостин, 1973; Буачидзе и др., 1973; Люсова, Кутасов, 1973; Шелягин и др., 1973; Любимова и др., 1973, 1974; Мирджанян, 1974; Савостин и др., 1974; Глубинный тепловой поток..., 1974).

Наблюдаемый тепловой поток областей погружения и позднеальпийского осадконакопления, по-видимому, значительно ниже истинного, обусловленного процессами, происходящими в нижней части коры и верхней мантии. Считают, что интенсивное осадконакопление в Южном Каспии и впадине Черного моря приводит к занижению истинного значения теплового потока не менее чем на 40–50% (Любимова и др., 1974; Ericson, Simmons, 1974).

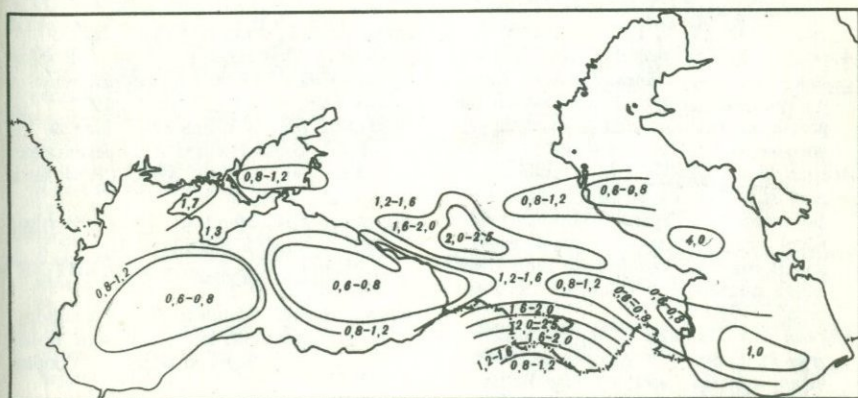


Рис. 11. Схема распределения теплового потока, мккал/см² · с

Анализ охарактеризованного выше геолого-геофизического материала приводит к следующим основным выводам:

1. Глубинное строение и особенности геофизических полей находятся в тесной связи с современной тектоникой и рельефом Черноморско-Кавказского сегмента Средиземно-морского складчатого пояса.
2. В альпийском тектогенезе принимали участие все слои земной коры, а также подкордовый слой.
3. С участками позднеальпийского сжатия, складчатости, метаморфизма и андезитового магматизма совпадают области максимальной мощности консолидированной коры, а с участками альпийского погружения и растяжения — области утонения консолидированной коры. Этот последний процесс часто сопровождается деструкцией континентальной коры и базальтовым вулканизмом.
4. В историко-геологическом отношении формирование "гранитного" слоя приурочено в целом к зонам сжатия, складчатости, метаморфизма, андезитового магматизма и воздымания. Образование этого слоя происходило эпизодически в процессе допалеозойского, позднебайкальского, герцинского и альпийского тектогенеза, совпадая во времени с основными фазами складчатости.
5. Возможно предположение, что наращивание "гранитного" слоя как по горизонтали, так и по вертикали шло при участии осадочного слоя, но с существенной ролью поступавшего из глубины относительно легкого материала.

ЛИТЕРАТУРА

- Агакулиев Г., Аширов Т., Дубровский В.Г. и др. Особенности геоэлектрического строения верхней мантии в Азербайджане. — Изв. АН СССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук", 1973, № 1 (37).
- Адамия Ш.А., Абесадзе Г.Н., Хотяновский П.А. К стратиграфии и возрасту метаморфических образований Главного хребта Большого Кавказа. — ДАН СССР, 1973, т. 211, № 4.
- Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря. — "Геотектоника", 1974, № 1.
- Адамия Ш.А., Заридзе Г.М., Рубинштейн М.М. Состав, возраст и условия формирования "гранито-метаморфитового" слоя Кавказа. — Тезисы докладов II советско-индийского геологического симпозиума. Тбилиси, "Мецниереба", 1975 а.
- Адамия Ш.А., Заридзе Г.М., Рубинштейн М.М. Время и условия формирования кристаллического ядра Большого Кавказа. — "Изв. вузов. Геол. и разв.", 1975 б, № 7.
- Али-Заде А.А., Ахмедов Г.А., Ахмедов А.М. и др. Глубинное строение земной коры Азербайджана и прилегающих акваторий Среднего и Южного Каспия. — "Изв. АН АзССР. Науки о Земле", 1968, № 5.
- Артемов М.Е., Балавадзе Б.К. Изостазия Кавказа. — "Геотектоника", 1973, № 6.
- Ахмедов Г.А., Раджабов М.М., Гаджиев М.Д. Глубинное строение. — В кн.: Геология СССР, т. 47. Азербайджанская ССР, ч. 1. М., "Недра", 1972.
- Балавадзе Б.К. К построению модели земной коры Кавказа и сопредельных территорий. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1975, № 2.
- Балавадзе Б.К., Миндели П.Ш. Структура земной коры в бассейнах Черного и Азовского морей. — "Сообщ. АН ГССР", 1964, т. 36, № 2.
- Балавадзе Б.К., Миндели П.Ш. Трансформированное поле аномалий силы тяжести бассейна Черного моря. — "Сообщ. АН ГССР", 1973, т. 69, № 1.

- Балавадзе Б.К., Твалтвадзе Г.К., Шенгелая Г.Ш.* и др. Геофизическое исследование земной коры и верхней мантии в области Кавказа. — "Геотектоника", 1966, № 3.
- Балавадзе Б.К., Шенгелая Г.Ш.* Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным. — ДАН СССР, 1961, т. 136, № 6.
- Беляевский Н.А.* Земная кора в пределах территории СССР. М., "Недра", 1974.
- Бердичевский М.Н., Дубровский В.Г., Любимова Е.А.* и др. Аномалии электропроводности верхней мантии и их геотермическая интерпретация. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1971, № 7.
- Буачидзе И.М., Буачидзе Г.И., Головачев Ю.А.* и др. Геотермические условия осадочной толщи северного и восточного обрамления Черноморской впадины. — "Верхняя мантия", 1973, № 12.
- Бурьянов В.Б., Павленкова Н.И.* О строении земной коры Горного Крыма. — "Сов. геол.", 1974, № 7.
- Геотермическая карта СССР в масштабе 1 : 500 000. М., "Наука", 1972.
- Глубинный тепловой поток Европейской части СССР. Киев, "Наукова думка", 1974.
- Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф.* Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М., "Наука", 1972.
- Гуцунава Г.Е.* Геоэлектрическое строение Кавказа по магнитотеллурическим данным. — "Сообщ. АН ГССР", 1974, т. 75, № 2.
- Егоркин А.В., Матушкин Б.А.* Строение земной коры на Кавказе и в западной части Средней Азии по данным геофизических исследований. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1969, № 5.
- Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова Л.М.* и др. Строение земной коры северо-западной части Армении. — "Сов. геол.", 1973, № 6.
- Краснопевцева Г.В., Матушкин Б.А., Шевченко В.И.* Новая интерпретация данных ГСЗ по профилю Степное—Бакуриани на Кавказе. — "Сов. геол.", 1970, № 8.
- Любимова Е.А., Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б.* и др. Обзор данных по тепловым потокам в СССР. — "Верхняя мантия", 1973, № 12.
- Любимова Е.А., Савостин Л.А.* Тепловой поток в центральной и восточной части Черного моря. — ДАН СССР, 1973, т. 212, № 2.
- Любимова Е.А., Томара Г.А., Власенко В.И.* и др. Первые данные по изучению тепловых потоков через дно Каспийского моря. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1974, № 4.
- Люсова Л.Н., Кутасов И.М.* Тепловые потоки на территории Крымского полуострова. — "Верхняя мантия", 1973, № 12.
- Маловицкий Я.П., Михайлов О.В., Осипов Г.В., Углов Б.Д.* Новые данные об аномальном магнитном поле Черноморской впадины. — ДАН СССР, 1971, т. 201, № 1.
- Матушкин Б.А.* Результаты аэромагнитных исследований по профилям ГСЗ. — "Сов. геол.", 1967, № 1.
- Матушкин Б.А.* О природе региональных магнитных аномалий Кавказа и запада Средней Азии. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1969, № 6.
- Мириджанян Р.Т.* О природе аномального повышенного геотермического поля центрального района Армянской ССР и вопрос его сейсмичности. — "Изв. АН АрмССР. Науки о Земле", 1974, т. 26, № 6.
- Мирлин Е.Г., Мелихов В.Р., Михайлов О.В., Непрочнов Ю.П.* О природе магнитных аномалий в Черноморской впадине. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1972, № 9.
- Москаленко В.Н., Маловицкий Я.П.* Результаты глубинного сейсмического зондирования на трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1974, № 9.
- Муратов М.В.* Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. — "Геотектоника", 1969, № 2.
- Померанцева И.В.* Результаты изучения строения земной коры и верхней мантии с помощью станции "Земля" в Азово-Кубанской впадине. — "Прикл. геофиз.", 1969, вып. 55.
- Попов Е.А.* Глубинная структура Кавказа и сопредельных районов. — "Геофиз. бюл.", 1974, № 12.
- Пустильников М.Р., Смирнов А.В.* Тектоника фундамента платформы в пределах Северного Кавказа. — "Сов. геол.", 1973, № 2.
- Раджабов М.М.* Сейсмические исследования земной коры юго-восточного погружения Большого Кавказа. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование. Алма-Ата, "Наука", 1973.
- Ризниченко Ю.В., Джибладзе Э.А.* Сейсмическая активность и большие землетрясения Кавказа. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1972, № 1.

Савостин Л.А., Агапова Г.В., Александров А.А. и др. Геотермические исследования в Черноморской впадине. — "Океанология", 1974, т. 14, вып. 2.

Цхакая А.Д. Графики повторяемости и карта сейсмической активности Кавказа. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1972, № 8.

Цхакая А.Д., Папалашвили В.Г. Некоторые результаты сейсмических наблюдений на территории Кавказа за 1961—1966 г. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1971, № 5.

Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев, "Наукова думка", 1972.

Шелягин В.А., Буачидзе И.М., Буачидзе Г.И. Шаоршадзе М.П. Тепловой поток с прибрежной полосы Черного моря и прилегающей территории Грузии. — "Верхняя мантия", 1973, № 12.

Ericson A., Simmons G. Environmental and geophysical interpretation of heat-flow measurements in Black sea. — In: Black sea geology, chemistry and biology. Tulsa, Oklahoma, USA, 1974.

Neprochnov Ju.P., Neprochnova A. F., Mirlin J.G. 1974. Deep structure of Black sea basin. — In: Black sea-geology, chemistry and biology. Tulsa, Oklahoma, USA, 1974.

РОЛЬ ГРАВИТАЦИОННО-ТЕРМАЛЬНЫХ ЯВЛЕНИЙ В ОБРАЗОВАНИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ И ШАРЬЯЖЕЙ

Настоящее сообщение основывается на данных, полученных коллективом, работавшим под руководством автора в Индийских Гималаях (Синха Аншу, 1972; Маллик, 1972; Shah, Sincha Anshu, 1974; Sincha Anshu, 1975). Определения абсолютного возраста метаморфических пород выполнены в лабораториях ИГЕМ АН СССР (Л.Л. Шанин, М.М. Аракелянц) и СО АН СССР (Л.В. Фирсов). Используются также новые опубликованные данные по Гималаям и Альпам.

К ПРОБЛЕМЕ ИСКОПАЕМЫХ ЗОН ЗАВАРИЦКОГО—БЕНЬОФА

При анализе явлений главных деформаций в геосинклиналях мы исходим из представлений о прямых связях между ними и процессами, происходящими в мантии Земли. Современные зоны Беньофа представляют крутые, пересекающие земную кору и уходящие далеко в мантию тектонические структуры. Известно, что зоны Беньофа, судя по глубине фокусов глубоких и сверхглубоких землетрясений, соединяют тектонические структуры геосинклиналей с нижними частями мантии Земли (до глубин 600–720 км) и служат подводными каналами для потоков флюидов (ОН, CO_2 , Cl, F, вероятно Si, Al), несущих большое количество тепла. Региональный метаморфизм и кислые магматические продукты в геосинклиналях также появляются в связи с этими потоками (Г.С. Горшков, А. Миаширо, Т. Хазертон, К. Бло и др.). Являясь крупнейшими разломами Земли, зоны Беньофа служат также каналами для подъема по ним основных и ультраосновных магм. Однако тут роль их только кондуктивная, т.е. они используются просто как удобные пути для подъема базальтов и гипербазитов из астеносферного и других слоев верхней мантии.

Мы особенно подчеркиваем этот факт, хотя многие геологи его недооценивают и забывают в связи с этим о главной особенности зон Беньофа — подъеме по ним литофильных элементов из значительно более глубоких областей мантии. Данное обстоятельство хорошо показано Бло и Хазертоном. Большинство геологов и геофизиков полагают, что во всех древних геосинклинальных поясах имелись ископаемые эквиваленты зон Беньофа, поскольку есть основание считать, что геосинклинали в геологическом прошлом обладали прямыми связями с мантией Земли посредством больших крутопадающих разломов.

Действительно, в складчатых и складчато-шарьяжных сооружениях, возникших из геосинклиналей, всегда имеются продольные разломные зоны, иногда более или менее параллельные друг другу, иногда пересекающиеся под острыми углами. Такие региональные разломы получили название "рубцовых зон" (Narbe), "главных", или "осевых", разломов, "глубинных" разломов. Для них характерна большая длительность существования; во многих случаях они являлись осевыми структурами геосинклинальных впадин и как таковые контролировали осадконакопление, региональный метаморфизм и магматизм, выраженные в фациях и формациях, часто свойственных только одним впадинам (другие геосинклинальные прогибы в той же области имели другой возраст или другой набор фаций и формаций заполнявших их пород).

Существенным признаком рубцовых разломов является близкое к вертикальному залегание слоев. В разделяемых же ими блоках породы иногда смяты в системы сжатых линейных складок, типичных для геосинклиналей; часто можно наблюдать, как по направлению к крутым региональным разломам погружаются сравнительно пологие сколовые шарьяжные поверхности. При всем этом породы, составляющие межразломные промежутки, по своему формационному облику почти или полностью идентичны крутозалегающим породам, заполняющим узкие рубцовые разломные зоны.

Эта аналогия структурных комплексов, сложенных относительно пологозалегающими породами, с комплексами крутопоставленных пород в узких рубцовых зонах, обычно считается доказательством того, что последние представляют собой корни шарьяжей. Поэтому региональные разломы, заполненные крутопадающими, часто рассланцованными и динамометаморфизованными породами, именуется "корневыми зонами" (Rootzone, Wurzelzone).

Корневые зоны прослеживаются на многие сотни и тысячи километров. Иногда они расчленяются на систему более коротких (сотни километров), расположенных эшелонированно разломов, которая в целом протягивается на тысячи километров. Примером служит система эшелонированных разломов, отделяющих собственно Гималаи от расположенных севернее Тетис-Гималаев, или Тибетских Гималаев (Ashgitei, 1975).

Отдельные участки корневых зон в Гималаях были описаны Гансером (1967) в бассейне р. Алакнанды около Бадринатха, Поувелом и Канагхеном (Powell, Conaghan, 1973) в бассейне р. Чандра близ перевала Рутанг, Шахом и Синха Аншу (Shah, Sinha, Anshu, 1974) в Западных Кумаонских Гималаях, в зоне, пограничной с Тетис-Гималаями.

Громадная протяженность корневых зон, казалось бы, свидетельствует о больших глубинах их заложения, сравнимых с таковыми для современных зон Бенъофа (600—720 км, по данным о распределении очагов землетрясений). Однако сама по себе значительная длина разломов все-таки не обязательно указывает на большую их глубину. Например, Сан-Андреасская система современных сдвигов в Калифорнии или сдвиг Ферганского хребта, по-видимому, на современном этапе вообще не могут рассматриваться в качестве аналогов зон Заварицкого —

Беньофа (судя по сейсмическим данным, очаги землетрясений, приуроченные к разломам Сан-Андреаса, обычно имеют глубины не более 20 км). Поэтому разломы данного типа следует называть эпидермальными, так как они захватывают только эпидермис тектоносферы.

Отсюда следует вывод, что не все типы региональных разломов в геосинклинальных областях можно относить к ископаемым зонам Беньофа. Проблема генетической типизации больших разломов земной коры еще ждет своего исследования.

Другое обстоятельство заставляет с осторожностью пользоваться методом актуализма при идентификации ископаемых глубинных тектонических зон с современными зонами Беньофа. Штилле (1964) утверждает, что после плейстоцена на Земле не осталось геосинклиналей, находящихся на начальных и ранних этапах развития, так как в это время нигде в подвижных поясах не проявлялись начальный и ранний магматизм. Наиболее характерен в позднем кайнозое только андезитовый, субсеквентный магматизм, свойственный поздним этапам развития геосинклиналей.

Таким образом, вывод о полной идентичности ископаемых рубцовых или корневых зон с современными зонами Беньофа далеко не всегда универсален. Тем не менее те и другие структуры имеют одну, вероятно, общую и достаточно важную особенность: они проникали в глубокие горизонты мантии и служили проводниками летучих продуктов дегазации последней, несших с собой поток интрателлурического тепла. Ниже мы остановимся на геологических доводах, указывающих на такие процессы.

ЕЩЕ РАЗ О ДВУЕДИНОЙ СИСТЕМЕ ПОЛОГИХ СКЛОНОВЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ И КРУТОПАДАЮЩИХ РАЗЛОМОВ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ

Со времени известного обобщения Амферера (Amferer, 1906) механизм деформаций в складчатых поясах многими принимается как пододвигание пород основания геосинклинальных впадин по пологим склоновым разрывам в направлении крутопадающих осевых разломов — "корней" складчато-шарьяжных сооружений. О ведущей роли процессов пододвигания писал Зюсс (Suess, 1909, с. 1668): "Верхним частям литосферы принадлежит п а с с и в н а я роль. Они передвигаются, надвигаются и сминаются в складки стяжением более глубоких горизонтов", а также Хоббс (Hobbs, 1912, 1914, 1921), Штилле (1964) и многие др.

Амферер и его ученики объясняли образование двуединой системы пологих склоновых поверхностей, наклоненных к осевой зоне геосинклинали, как результат воздействия конвекционных потоков в нижних горизонтах земной коры. Вся система представлялась некоей протяженной полосой всасывания, динамические условия в которой отвечают гипотезе пододвигания в направлении корневых разломов.

Такая динамическая схема, несомненно, соответствует реальным условиям наиболее значительных деформаций на этапе главной складчатости и формирования шарьяжей. Действительно, главные деформации в геосинклиналях осуществляются заведомо раньше главных фаз горообразования, т.е. до общей инверсии вертикальных тектонических движений, и происходят в условиях еще преобладающих погружений (Billings, 1960; Ashgirei, 1968). Поэтому явления всасывания, связанные с определенными этапами развития корневых разломных зон, — это твердо установленный факт, и гипотезы, объясняющие происхождение главной геосинклинальной складчатости и шарьяжей гравитационным растеканием в направлении от оси геосинклинали к ее периферии, не имеют шансов на успех. Только очень малая часть самых поздних деформаций в периферических зонах, в том числе в лобовых частях шарьяжей, может быть объяснена таким механизмом (Fallot, 1955).

НЕКОТОРЫЕ ВАЖНЫЕ ЯВЛЕНИЯ В ЗОНАХ БЕНЬОФА И В ИСКОПАЕМЫХ РУБЦОВЫХ ЗОНАХ

С тех пор как было установлено обычно наклонное положение региональных крутопадающих швов рубцового (корневого, осевого, глубинного) типа и зон Беньофа, исследователи обнаружили, что поступающий по ним тепловой ток и летучие продукты концентрируются в породах, составляющих висячие крылья разломов. В случаях же вертикального наклона глубинных разломов тепловой поток и летучие продукты отклоняются в оба прилегающих блока.

Это открытие послужило основанием для очень важных выводов. Во-первых, явления регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и формирования магматических очагов также оказались приуроченными к крыльям региональных глубинных разломов вышеописанных типов, в том числе к зонам Беньофа; при этом в случаях наклонного положения сместителей летучие компоненты и сопровождающие их процессы локализуются в висячих крыльях (Dickinson, 1968; Natherton, 1969; Karig, 1971; Miyashiro, 1972; Caputo e.a., 1972). Во-вторых, и это чрезвычайно существенно, были установлены закономерное изменение состава магм в направлении, поперечном простиранию разломных зон Беньофа, и прямая зависимость этого изменения от глубины очагов, посылающих в висячие крылья разломов летучие и тепловой поток (Горшков, 1956, 1967; Kuno, 1966; и др.). Оказалось также, что и в ископаемых, не функционирующих в настоящее время корневых разломах наблюдаются аналогичные зонам Беньофа закономерные изменения характера метаморфизма и состава магматических продуктов. Это является главным доводом, позволяющим до некоторой степени считать корневые зоны аналогами последних (см., например, работы альпийских геологов, суммированные Фреем с соавторами — Frey e.a., 1974).

Однако два обстоятельства, связанных с названными явлениями, свойственными как современным зонам Беньофа, так и ископаемым рубцовым зонам, как нам представляется, недостаточно осознаны. Пер-

вое заключается в том, что наиболее богатые щелочами и содержащие кремний летучие продукты, т.е. потоки литофильных элементов, по своему составу происходят не из верхней мантии и тем более не из земной коры, а из очень глубоких горизонтов мантии (Ажгирей, 1971; Ashgirei, 1974). Это обстоятельство имеет огромное значение для понимания геологической роли сверхглубинных рубцовых зон в геосинклиналях. Широко распространенные представления о происхождении литофильных частей земной коры в связи с дифференциацией вещества верхней мантии, по-видимому, ошибочны. Значит, и явления регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации в наиболее существенной своей части являются результатом привноса летучих и тепла из нижней мантии по сверхглубоким тектоническим разломам.

Возникает задача понять, почему специфические процессы глубинной дифференциации развиваются именно в рубцовых зонах прошлых эпох и в современных зонах Беньофа. Этой проблемой до сих пор не занимались, потому что нет ясного представления об исключительной или во всяком случае преимущественной приуроченности к сверхглубинным разломам литофильных элементов в нижней мантии. Заметим также, что гипотезы о погружении плит океанической коры, составленных материалом, заведомо бедным литофильными элементами, находятся в опасном противоречии с фактами. Особенно это замечание представляется основательным в связи с ничтожным количеством калия в составе пород океанической коры, в то время как по зонам Беньофа и сверхглубоким зонам прошлого поступает из самых глубоких очагов весьма много калия (Ю.М. Шейнман).

Второе обстоятельство, недостаточно учитываемое при анализе геологических процессов, связанных со сверхглубокими тектоническими разломами, заключается в том, что на поверхностных выходах последних (в том числе зон Беньофа) весьма ничтожны тепловые потоки, явления регионального метаморфизма и магматизм. Это может приводить к ошибочным выводам, если не принимать во внимание вышеописанную двуединую систему пологих и крутых разломов. Пологие сколовые тектонические разрывы отклоняют висячий и отчасти даже в лежащий бок тепловой поток и летучие. Имеет место эффект "опрокинутой крыши" (Ажгирей, 1974). Именно поэтому на выходах зон Беньофа тепловые потоки значительно меньше $1 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$, в то время как в висячем боку их тепловые потоки часто достигают десятков таких единиц и здесь же развиваются метаморфизм и плутоно-вулканические явления.

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В КОРНЕВЫХ РАЗЛОМАХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Большое значение для понимания процессов, происходящих в геосинклиналях, имеют появившиеся в последние годы многочисленные определения абсолютного возраста метаморфических минералов. Подкрепленные данными микроструктурного анализа метаморфических

тектоников эти определения дают огромный новый материал, хорошо корреспондирующий с классическими исследованиями смены фаций и формаций геосинклинальных отложений и образования магматических продуктов.

Сейчас многие авторы признают широкое развитие в геосинклиналях явлений полиметаморфизма, характеризующегося кратковременностью отдельных фаз метаморфических процессов; часто эти фазы предшествовали, а иногда почти совпадали с фазами резкого усиления магматических явлений. Эти факты, описываемые ниже на основании новых определений абсолютного возраста метаморфических минералов Гималайской геосинклинальной системы и сравнительных данных по Альпам, дают основание предполагать существование геологически коротких периодов резкого усиления интенсивности тепловых потоков и выделения летучих, поднимающихся по сверхглубинным корневым разломам. Первоначально при этом развивается региональный метаморфизм (без существенного изменения химического состава пород), затем, в заключительных циклах, образуются мигматиты и иногда происходит полная гранитизация, сопровождаемая существенной миграцией подвижных элементов (сквозьмагматические растворы, по Д.С. Коржинскому).

Между прочим, в прерывчатости и большой неравномерности таких процессов заключается один из главных доводов против представлений о более или менее равномерном поступательном расширении дна океанов и соответственном пододвигании его по зонам Бенъофа в геосинклиналях, как это описывается Ле Пишоном с соавторами (Le Pichon e.a., 1973) в гипотезах тектоники плит и новой глобальной тектоники.

ОДНОВРЕМЕННОСТЬ И ВЗАИМНАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ ГЛАВНЫХ ФАЗ ДЕФОРМАЦИЙ И МЕТАМОРФИЗМА

Анализируя данные о геологическом времени фаз регионального метаморфизма в Гималаях (по материалам определения абсолютного возраста) и сравнивая эти данные с таковыми по Альпам, мы пришли к заключению, что фазы регионального метаморфизма и поступления в верхние горизонты флюидов и интрателлурического тепла совпадают с этапами усиления геосинклинальной складчатости и формирования шарьяжей (рис. 1).

В Альпах максимумы явлений полиметаморфизма — 100, 40–35 и 15 млн. лет назад, т.е. средний мел, поздний эоцен — ранний олигоцен и поздний миоцен; с этими же периодами времени совпадают максимумы деформаций с образованием складок и шарьяжей в Пеннинской и Австро-Альпийской зонах (средний мел), в Гельветской и в остальных зонах (поздний эоцен — ранний олигоцен) (Frey e.a., 1974). В позднем миоцене формировались только гравитационные части шарьяжей.

В Гималаях сходные события имели место 170, 40–35 и 15 млн. лет назад, т.е. в средней юре, позднем эоцене — раннем олигоцене. В позднем миоцене — формирование только гравитационных частей шарьяжей (Г. Ажгирей и др., 1977).

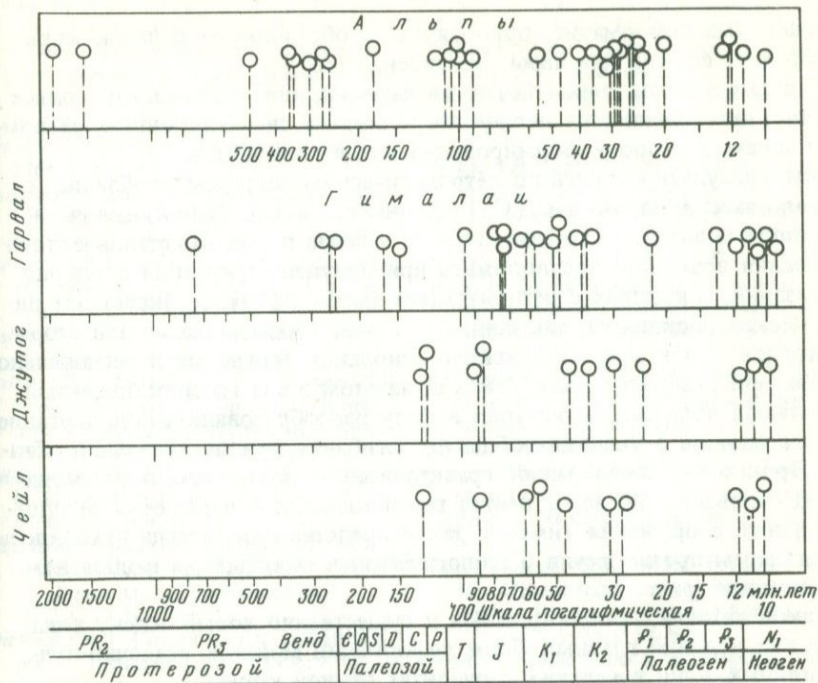


Рис. 1. Схема возрастного распределения данных по абсолютному возрасту регионального метаморфизма в Гималаях и Альпах

ГИПОТЕЗА ОБ УЧАСТИИ ГРАВИТАЦИОННО-ТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В ГЛАВНОМ ТЕКТОГЕНЕЗИСЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Складкообразование во внутренних тектонических зонах геосинклиналей (так называемая геосинклинальная, главная, линейная, складчатость) и формирование шарьяжей осуществляется, по-видимому, в связи с двумя основными динамическими явлениями.

Во-первых, имеет место общее сокращение ширины мобильного пояса; динамическая обстановка при этом типе деформации широко обсуждалась в геологической литературе, и мы не будем давать обзора многочисленных взглядов. Мы уже указывали, что некоторые исследователи не считают сжимающие силы первичными и придают большое значение гравитационному движению масс от центральных тектонических зон к периферии геосинклинальных поясов. Такие деформации, однако, не могли играть существенной роли, потому что этапы наиболее значительного складкообразования и формирования шарьяжей всегда предшествовали главным этапам горообразования.

Есть много фактов, дающих основание предполагать существование в мобильных геосинклинальных поясах первичных горизонтальных сжимающих сил. Особенно выукло они выявляются при изучении пост-

плиоценовых деформаций, приводящих к образованию складок коры. Обзор этих фактов дан нами (Ажгирей, 1966).

Вторым фактом, вероятно, также важным, является гравитационное течение, направленное от периферии к осевым сверхглубинным разломным зонам, в сторону формирования впадин всасывания.

Мы консультировались по петрологическим аспектам проблемы с петрологами: академиком Д.С. Коржинским и А.А. Маракушевым — и пришли к выводу, что пластическое течение пород кристаллического основания возможно предположить при допущении явлений перекристаллизации, связанных с региональным метаморфизмом. Возникает динамическая обстановка, вызванная течением (пододвиганием) в сторону корневых зон кристаллического основания прогретых и регионально метаморфизованных пород. Так как на этом этапе геосинклинальный мобильный пояс еще не вступил в фазу горообразования, пододвигание осуществляется в условиях общего прогибания геосинклинальной области. Происходит своеобразное гравитационное скольжение пластичных пород основания, но не от центра геосинклинали к периферии будущего горного сооружения (именно такое представление всегда находилось в вопиющем противоречии с геологическими фактами), а в обратном направлении (рис. 2, см. вкл.).

Таков важный, дополнительный и существенно новый аспект динамических условий главных форм деформации мощных осадочно-вулканогенных толщ в верхних горизонтах земной коры.

Остается добавить, что во время главных фаз складкообразования и горообразования тепловой поток, поднимающийся по ископаемым зонам Заварицкого — Беньофа, по-видимому, значительно увеличивался (на порядок — полтора порядка, о чем уже высказывал предположения В.В. Белосусов).

Следовательно, сравнительно кратковременные, в масштабах геологического времени, фазы геосинклинального складкообразования и формирования шарьяжей связаны с кратковременными всплесками специфических процессов дифференциации, которые происходят на больших глубинах мантии или даже в ядре Земли.

Эта проблема, вытекающая из наблюдаемых геологических фактов, заслуживает внимания геофизиков и геохимиков.

ЛИТЕРАТУРА

Ажгирей Г.Д. Структурная геология.

Изд-во МГУ, 1966.

Ажгирей Г.Д. Происхождение и развитие материков и океанических впадин. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1971, № 3.

Ажгирей Г.Д. К вопросу о догеосинклинальном (нуклеарном) этапе развития земной коры в архее. — В кн.: Проблемы геологии и полезных ископаемых. М., "Наука", 1974б.

Ажгирей Г.Д., Панде И.Ч., Синха Аншу и др. К истории метаморфизма в Западных Гималаях. — В кн.: Геология и по-

лезные ископаемые стран Азии, Африки и Латинской Америки, вып. 1. М., 1977.

Гансер А. Геология Гималаев. М., "Мир", 1967.

Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — ДАН СССР, 1956, т. 106, № 4.

Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., "Наука", 1967.

Маллик Б.Ч. Литология и петрография пород серии Чейл и ее тектоническое положение (Гималаи, Индия). М., 1972.

- Синха Аншу К.* Тектоническое положение, литология и возраст автохтонных серий Симла и Шали и проблема тектонической единицы Джаунсар, Блайни, Инфракрол, Крол и Тал в Гималаях (Индия). М., 1972.
- Штудле Г.* Избранные труды. М., "Мир", 1964.
- Ampferer O.* Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. — "J. geol. Reichsanst", Bd 56, Wien, 1906.
- Ashgirei G.D.* Folding and mountain building (Orogenesis). — Repts XXIII Intern. Geol. Congr., v. 3. Prague, 1968.
- Ashgirei G.D.* Origin of continental crust. — "Geology", 1974, v. 8.
- Ashgirei G.D.* Thrust tectonics of humachal Pradesh Himalayas. — In: Tectonic problems of the Alpine system. Bratislava, 1975.
- Billings M.P.* Diastrophism and mountain building. — "Bull. Geol. Soc. America", 1960, v. 71, N 4.
- Caputo M., Panza G.F., Postpischl D.* New evidences about the deep structure of the Lipari Arc. — "Tectonophysics", 1972, v. 15, N 3.
- Dickinson W.R.* Circum Pacific andesite types. — "J. Geophys. Res.", 1968, v. 73, N 6.
- Falot P.* Les dilemmes tectoniques des Alpes orientales. — "Ann. Soc. géol. Belgique Bull.", 1955, v. 78.
- Frey M., Hunziker J.C., Frank W.* e.a. Alpine metamorphism of the Alps. A review. — "Schweiz. Mineral. und petrol. Mitt.", 1974, Bd 54, Hf. 2/3.
- Hatherton T.* The Geophysical significance of calc-alkaline andesites in New Zealand. — "N.Z. J. Geol. and Geophys.", 1969, v. 12, N 2-3.
- Hobbs W.H.* Earth features and their meaning. N.Y., Macmillan, 1912.
- Hobbs W.H.* Mechanics of formation of arcuate mountains. — "J. Geol.", 1914, v. 22.
- Hobbs W.H.* Earth evolution and its facial expression, 1921.
- Karig D.E.* Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. — "J. Geophys. Res.", 1971, v. 76, N 11.
- Kuno H.* Lateral variations of basaltic magma across continental margins and island arcs. — "Canad. Geol. Surv.", 1966, v. 5.
- Le Pichon X., Francheteau J., Bonnin J.* Plate tectonics. — In: Developments in geotectonics", 6. Elsevier, 1973.
- Miyashiro A.* Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional and ocean-floor metamorphism. — "Tectonophysics", 1972, v. 13, N 1-4.
- Powell C.Mc.A., Conaghan P.J.* Polyphase deformation in Phanerozoic Rocks of the Central Himalayan gneiss, NN India. — "J. Geol.", 1973, v. 81, N 2.
- Shah S.K., Sinhā Anshu K.* Stratigraphy and tectonic of the "Tethyan" zone in a part of Western Kumaun Himalaya. — In: Himalayan geology, v. 4. Delhi, 1974.
- Sinha Anshu K.* Calcareous nannofossils from Simla Hills (Himalaya, India) with a discussion of their age in the tectono-stratigraphic column. — "J. Geol. Soc. India", 1975, v. 16, N 1.
- Suess Ed.* Das Antlitz der Erde, t. III, Bd 2. Wien, 1909.

ИСТОЧНИКИ КРУПНЕЙШИХ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ

Результаты интерпретации крупнейших гравитационных аномалий Земли могут быть связаны с современными тектоническими гипотезами лишь косвенным образом. Аномалии, обнаруженные при наблюдениях за движением спутников, занимают территории диаметром 3000—5000 км и характеризуются глубинами залегания центров масс их источников порядка 700—800 км (Тараканов, Винник, 1975). Изучение источников таких аномалий может обнаружить взаимодействие глубинных процессов и литосферы. В настоящей работе обсуждаются результаты интерпретации спутниковых аномалий (Marsh, Vincent, 1974; Gaposkin, 1973; Khan, 1974).

ХАРАКТЕРИСТИКА АНОМАЛИЙ

Карта спутниковых аномалий представляется не совсем обычным способом. Гравитационное поле на ней зафиксировано в виде поверхности, которая называется геоидом и в каждой точке которой потенциал силы тяжести имеет одно и то же значение. Вследствие неоднородности Земли эта поверхность вынуждена отступать от нормальной формы (эллипсоид), так как в противном случае потенциал на геоиде не смог бы сохранять одно и то же значение. В океанической области геоид совпадает с невозмущенной водной поверхностью.

На карте спутниковых аномалий обычно приводятся высоты геоида относительно поверхности двухосного эллипсоида, по причине чего аномалии выражены в метрах. Однако от высоты геоида ζ нетрудно перейти к аномальному потенциалу T с помощью формулы Брунса (Грушинский, 1963)

$$T = \gamma \zeta, \quad (1)$$

где γ — нормальное значение ускорения силы тяжести, которое в пределах точности интерпретации можно считать постоянным и равным $9,8 \text{ м/с}^2$.

Из теории интерпретации известно, что аномальный потенциал соответствует самым глубоким и крупным структурам, вертикальный градиент потенциала (сила тяжести) и горизонтальные градиенты потенциала (отклонения отвеса) соответствуют менее глубоким и меньшим структурным элементам, градиенты силы тяжести и отклонений отвеса.

(вторые производные потенциала) — еще менее глубоким и более мелким источникам и т.д. В принципе источник любого размера можно проинтерпретировать по любому элементу поля, но оконтуривание геологических структур происходит в указанной последовательности.

Опубликованные в последние годы карты высот геоида позволили получить представление о глубокозалегающих горизонтальных неоднородностях Земли. Остановимся на последней, наиболее подробной карте геоида, полученной в 1973 г. в Годдардском космическом центре США (Marsh, Vincent, 1974).

На карте геоида можно выделить пять планетарных аномалий, величины которых на порядок и более превышают ошибку их определения: Индийскую (−112 м), Австралийскую (+78 м), Северо-Атлантическую (+66 м), Карибскую (−64 м) и Калифорнийскую (−56 м). Все аномалии находятся в основном в океанических областях и занимают площади с поперечником 3000—5000 км. На суше и частично в океанических районах расположены менее крупные возмущения поверхности геоида: Чилийское (+32 м), Канадское (−50 м), Японское (+44 м) и Камчатское (+22 м), из которых два последних связаны с переходной зоной от материка к океану.

Первые пять аномалий имеют настолько большое осреднение, что влияние топографии вследствие изостазии уравновешено притяжением компенсационных масс. Изолинии этих аномалий близки к изометричной форме; поэтому в дальнейшем возмущающие массы будем считать сферическими, вследствие же большого расстояния между аномалиями их источники будем считать изолированными.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АНОМАЛИЙ

Известно, что определение источников аномалий по гравитационному полю неоднозначно. Однако некоторые характеристики возмущающих масс определяются однозначно: масса, координаты центра масс, моменты инерции массы (Бровар и др., 1961). При этом следует иметь в виду неустойчивость интерпретации, т.е. зависимость решения от точности измерения аномалий и различных упрощений при построении алгоритмов. В нашем случае упрощениями являются предположения о сферической форме источника и его изолированности. Поэтому полученные результаты можно считать первым приближением в интерпретации.

Координаты центра масс определим следующим образом. За горизонтальную координату естественно принять эпицентр аномалии на карте высот геоида. Глубина залегания центра масс h равна отношению амплитуд аномалий потенциала T и силы притяжения $-\partial T/\partial r$, где r — радиус Земли, направленный вверх:

$$h = T/(-\partial T/\partial r). \quad (2)$$

Из измерений получают аномалию силы тяжести в редукции Фая (в свободном воздухе), которая является смешанной аномалией в от-

личие от чистой $-\partial T/\partial r$ (Бровар и др., 1961):

$$\Delta g_{\text{Фая}} = -\frac{\partial T}{\partial r} - \frac{2T}{r}, \quad (3)$$

откуда

$$-\frac{\partial T}{\partial r} = \Delta g_{\text{Фая}} + \frac{2T}{r}. \quad (4)$$

Подставив (1) и (4) в (2), находим

$$h = \frac{\gamma}{\Delta g_{\text{Фая}} + \frac{2\gamma}{r}} \xi, \quad (5)$$

где $2\gamma/r$ — нормальный градиент силы тяжести, равный 0,31 мгл/м, $\gamma = 9,8 \cdot 10^5$ мгл.

Формулу (5) можно применять для ориентировочной оценки глубины залегания центра масс источника, если имеются две карты — высот геоида и аномалий Фая. При этом нужно помнить условия применения этой формулы: изометричность формы аномалии высот геоида, осреднение аномалий на площадках диаметром в несколько градусов. Для менее крупных аномалий можно использовать региональные изостатические аномалии.

В таблице приведены оценки глубин расположения центров масс пяти аномалий по формуле (5). Из таблицы видно, что редукции изостатическая и в свободном воздухе дают близкие результаты. Исключение первых пяти гармоник из разложения аномалий по сферическим функциям сильно меняет величину h . При этом Австралийская аномалия силы тяжести в обеих редукциях распадается на две.

В целом расположение центров масс источников соответствует границе верхней и нижней мантии (900–1000 км) или границе раздела 1300 км (Винник, Николаев, 1970). Исключение первых пяти гармоник приводит к величинам, соответствующим границам фазового перехода вещества мантии на глубинах 400 и 700 км (Ботт, 1974). Полученные оценки глубин для сжатых источников дают завышенные значения и представляют нижний предел расположения центров масс. Исключение пяти гармоник представляет интерес в случае существования смещения внутреннего ядра Земли относительно центра ядра в целом (Barta, 1974).

В формуле (5) используются лишь экстремумы аномалий. Другая простая возможность определения координат центра масс — это использование вектора аномалии силы притяжения. Обычно аномалии силы тяжести редуцируют к уровню моря, т.е. геоида. Но геоид является уровенной поверхностью, которая в каждой точке перпендикулярна вектору силы тяжести. Поэтому горизонтальная компонента аномалии равна нулю. Редуцирование аномалий на поверхность эллипсоида или сферы дает возможность получить горизонтальную и вертикальную компоненты. Из рисунка видно, что нормали к поверхности геоида n_{Γ} и эллипсоида n_{ϵ} образуют пространственный угол ν , который назы-

Аномалия	Аномалия Фая			Аномалия Фая с исключением первых пяти гармоник			Изостатическая аномалия		
	ζ , м	Δg , мгл	h , км	ζ , м	Δg , мгл	h , км	ζ , м	Δg , мгл	h , км
Индийская	-100	-50	1250	-20	-30	560	-100	-59	1120
Северо-Атлантическая	+ 60	+30	1250	+10	+20	390	+ 60	+25	1400
Карибская	- 50	-40	910	-20	-30	560			
Калифорнийская	- 50	-30	1110	-20	-20	770	- 50	-28	1160
Австралийская				-20	-20	770	+ 70	+34	1270
Австралийская	+ 70	+40	1150						
Индонезийская				+20	+30	560	+ 70	+41	1130

вается отклонением отвеса. По v и нормальному значению силы тяжести γ можно найти горизонтальную аномалию силы притяжения

$$T_s = \partial T / \partial s = -\gamma v, \quad (6)$$

где s — дуга эллипсоида или сферы. Вертикальную компоненту аномалии обозначим через $T_z = -\partial T / \partial r$, так как ось z направлена вниз, а радиус Земли — вверх.

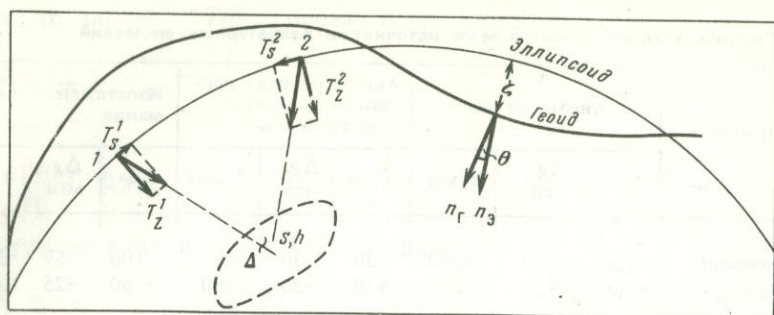
На рисунке компоненты вектора аномалии в точках 1 и 2 обозначены через $T_s^1, T_s^2, T_z^1, T_z^2$. Точки 1 и 2 выбираются по обе стороны эпицентра аномалии на карте высот геоида ζ на одной и той же изолинии. При этом оба пункта должны лежать на дуге большого круга, проходящего через эпицентр аномалии и центр Земли. Проще всего пункты брать на меридиане. По рисунку находим обе координаты центра масс:

$$s = \frac{T_s^1}{T_z^1} h, \quad h = \frac{\sin \Delta + (\cos \Delta - 1) \operatorname{ctg} \psi}{T_s^1 / T_z^1 - \operatorname{ctg} \psi} R, \quad \psi = \Delta + \operatorname{arcctg} T_s^2 / T_z^2, \quad (7)$$

где R — средний радиус Земли, Δ — угловое расстояние между точками 1 и 2.

Расстояние между точками выразим через разность широт φ и долгот λ этих же пунктов по приближенной формуле

$$\Delta \cong \left[(\varphi_2 - \varphi_1)^2 + (\lambda_2 - \lambda_1)^2 \cos^2 \frac{\varphi_1 + \varphi_2}{2} \right]^{1/2}. \quad (8)$$



Поверхности геоида и эллипсоида, отклонение отвеса и определение центра масс по вектору гравитационной аномалии

По формуле (7) были вычислены координаты центра масс для Индийской, Австралийской, Карибской и Северо-Атлантической аномалий (Тараканов, Винник, 1975). Однако в этой работе вместо чистой аномалии $-\partial T/\partial r$ использовалась смешанная аномалия $-\partial T/\partial r - 2T/r$ (редукция Фая). По некоторым соображениям теории интерпретации это нарушение описанного способа целесообразно и было использовано авторами упомянутой выше работы по рекомендации Л.П. Пеллинена (неопубликованная теорема Л.П. Пеллинена). При этом условия глубины залегания центров масс оказались расположенными в узком диапазоне глубин — от 710 до 830 км.

Оценка глубин залегания центров масс обоими способами приводит к предположению, что источники планетарных аномалий гравитационного поля приурочены к зоне фазовых переходов вещества мантии (400–900 км) и границе раздела зоны фазовых переходов и нижней мантии (900–1000 км).

ФИЗИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ

Горизонтальные вариации плотности в мантии могут быть вызваны: а) изменениями химического состава вещества, б) отклонением от сферической поверхности границ раздела внутри Земли, в) тепловым расширением объема вещества.

Изменения плотности очень чувствительны к вариациям химического состава, и в настоящее время конкретного объяснения планетарных аномалий таким путем не существует.

Отклонения от сферической поверхности границ раздела внутри Земли могут быть вызваны вариациями глубины границ фазового перехода вещества мантии вследствие горизонтальных изменений температуры. Для границы фазового перехода оливин–шпинель на глубине 400 км скачок плотности принимается равным $0,35 \text{ г/см}^3$. Если массу Индийской аномалии принять равной 10^{22} г , а радиус ее источника 1000 км, то отклонение фазовой границы составит 3 км. Это смеще-

ние фазовой границы может быть вызвано изменением температуры порядка 15–20°C. Для фазовой границы на глубине 700 км скачок плотности может составить величину порядка 0,1 г/см³, и граница может отклониться уже на 30 км вследствие изменения температуры на 150°C (Tarakanow, Vinnik, 1975).

При тепловом расширении всей толщи зоны фазовых переходов достаточны вариации температуры порядка 100°C (Магницкий, 1960).

* * *

Интерпретация современных данных о крупнейших гравитационных возмущениях Земли, выраженных в аномалиях потенциала и аномалиях силы тяжести, приводит к заключению о том, что плотностные неоднородности приурочены к зоне фазовых переходов вещества мантии.

Очень вероятной причиной горизонтальных неоднородностей на этих глубинах могут быть возмущения границ фазового перехода вещества мантии на глубинах 400 и 700 км.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., "Мир", 1974.
- Бровар В.В., Магницкий В.А., Шимбирев Б.П. Теория фигуры Земли. М., Геодезиздат, 1961.
- Винник Л.П., Николаев А.В. Скоростной разрез нижней мантии по прямым измерениям $dt/d\Delta$. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1970, № 11.
- Грушинский Н.П. Теория фигуры Земли. М., "Наука", 1963.
- Тараканов Ю.А., Винник Л.П. Новая интерпретация ундуляций геоида на море. — ДАН СССР. 1975, т. 220, № 2.
- Barta G. Satellite geodesy and the internal structure of the Earth. Space Res. 14. — Proc. 16th Plenary Meet. COSPAR, Constance, 1973. Berlin, 1974.
- Gaposhkin E.M. 1973. Smithsonian standard Earth (III). — SAO Spec. Rept 353. Cambridge, 1973.
- Khan M.A. Plumes in the mantle. — "Veröff. Phys. Erde", 1974, t. 2, N 30.
- Marsh J.G., Vincent S. Global detailed geoid computation and model analysis. — "Geophys. Surv.", 1974, v. 1, N 4.
- Tarakanov Yu.A., Vinnik L.P. On the thermal nature of the largest undulations of the geoid. — Rept. presented at the 16th JUGG General Assembly. Grenoble, 1975.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ ПРИЛИВОВ НА РАЗНЫХ ЭТАПАХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Наши суждения о современном приливном взаимодействии Земли и Луны основаны на результатах астрономических наблюдений за долготами Луны, Солнца, Венеры, Меркурия и на величине диссипативной функции, получаемой по материалам геофизических исследований. Предварительно напомним, что представляют собой наблюдения за долготами светил. По законам динамики положение любой планеты может быть рассчитано на любой момент абсолютного ньютонова времени. При предположении, что Земля вращается равномерно, шкала времени в оборотах будет совпадать с абсолютной шкалой времени и мы будем наблюдать светила в те моменты и в тех местах, которые предсказаны расчетом. Но если вращение неравномерное, а с некоторым ускорением, то будет происходить накопление невязки. Последнее можно сравнить с накоплением разности пройденных путей, один из которых происходит с постоянной скоростью, другой — с ускорением. Таким образом, результаты наблюдений за долготами светил содержат информацию о неравномерности вращения места наблюдения, т.е. Земли, и о характере собственных движений светил.

Для измерений долгот избираются внутренние планеты и Солнце, которые проектируются на одни участки звездного неба. Движения Меркурия, Венеры и Солнца считаются малоосложненными приливным взаимодействием с Землей, и все небесно-механические неравномерности их движения учитываются соответствующими поправками. В таком случае невязки в их долготах должны отражать только неравномерность вращения Земли. Для Луны же приливное взаимодействие с Землей уже существенно, и невязки в ее долготе содержат информацию не только о неравномерности вращения Земли, но и о приливном ускорении. Следовательно, по долготам Меркурия, Венеры и Солнца мы можем получить изменение скорости вращения Земли, а исключив его из наблюдений за долготами Луны, получим приливное ускорение Луны. Больше никакими источниками информации о приливном взаимодействии Луны и Земли мы не располагаем. Всему сказанному сопутствуют некоторые формулы, вытекающие из законов сохранения энергии, и в итоге мы имеем количественные характеристики.

Разные авторы приводят неодинаковые количественные характеристики, но это происходит только из-за различия в установлении степени достоверности материала, что особенно ощутимо в интерпретации

древних наблюдений. Так Де Ситтер получил ускорение движения Луны 34,9, Спенсер Джонс — 20,8, Брауэр — 42,2, Джеффрис — 18, Манк и Макдональд — 22,4"/столетие². Значение, определенное Джеффрисом и Манком, близко к значению Спенсера Джонса. Для последнего — это материал наблюдений, который вводился в таблицу Луны в виде некоторых эмпирических членов, а для Джеффриса, Манка и нас — это исходный материал для геофизических исследований.

Получив значение приливного ускорения Луны на основании третьего закона Кеплера

$$\dot{n}_D = - \frac{3(M_{\oplus} + M_D)}{r_D^2 M_{\oplus} M_D} L_D,$$

где \dot{n}_D — приливное ускорение Луны, M_{\oplus} , M_D — массы Земли и Луны соответственно, L_D — момент сил, действующих на Луну, r_D — расстояние Луны от Земли, несложно вычислить момент сил, создающих эти ускорения. Так, значение момента силы, ускоряющей Луну, оценивается в $3,9 \cdot 10^{23}$ эрг (Манк, Гровс). Еще раз подчеркнем, что это число получается из астрономических наблюдений без какого-либо притяжения геофизики. В дальнейшем это число становится исходным во всех расчетах эволюции система Земля—Луна. Для того чтобы этот момент был создан, приливное возмущение — горб — должно лежать не на линии центров Луна—Земля, а в стороне от нее. Вопрос же о том, какого рода деформации обеспечивают смещения горба, удовлетворяющие значению полученного момента сил, относится уже к геофизике.

Отступление свойств материала от идеальной упругости характеризуют диссипативной функцией. Это интегральная характеристика, показывающая, какая часть механической работы, совершаемой над данным материалом, переходит в тепло, т.е. диссипирует. Обратная величина диссипативной функции определяет фазу запаздывания деформации по отношению к действующей силе. Зная из наблюдений величину приливной деформации поверхности Земли и действующее приливное ускорение на ближний и дальний горбы, нетрудно вычислить значение минимального угла между горбами и линией центров, который обеспечит величину момента сил $3,9 \cdot 10^{23}$ эрг, найденного из наблюдений. Необходимо всего лишь угол $\sigma = 2^\circ 20'$, а так как $Q^{-1} = \operatorname{tg} 2\sigma$, следовательно, Q (диссипативная функция) не должно быть больше 13.

Теперь, чтобы получить ответ, какому значению Q соответствует Земля, следует обратиться к результатам исследования образцов, к вопросу изучения волн Лява и Релея, к собственным колебаниям.

По сейсмическим исследованиям, Q практически не зависит от частоты, так что в интервале звуковых частот его значение постоянно и не меньше нескольких сотен (рис. 1). Из исследований затуханий длинных поверхностных волн Лява и Релея значение Q получается также в пределах нескольких сотен. После сильных землетрясений были экс-

периментально определены собственные колебания Земли и данные по их затуханию. Значение Q , соответствующее собственным колебаниям, находится в пределах 200—400.

Материалы по гравиметрическим наблюдениям приливов не позволяют сделать какого-либо определенного вывода о фазе запаздывания; разброс значений очень велик как от станции к станции, так и между отдельными волнами. Следует иметь в виду, что учет смещения нуля пункта гравиметров выполняется по отождествлению фазы записи, следовательно, либо должна быть известна фаза, либо предсказано смеще-

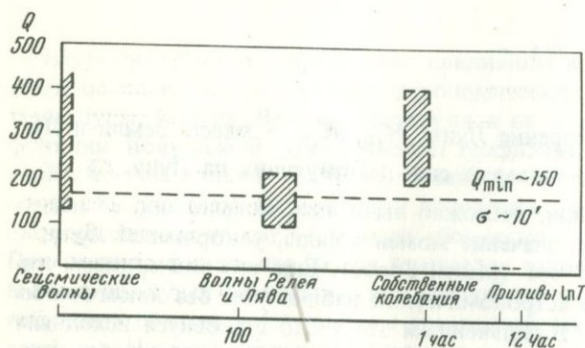


Рис. 1. Значения диссипативной функции Q по геофизическим исследованиям

ние. По словам Гровса, который анализировал гравиметрический материал, эти данные весьма сомнительны и содержат влияние целого ряда неучтенных эффектов.

Сведения, полученные из интерпретации чандлеровских колебаний полюса, для оценки Q брать нельзя. Так, Джеффрис, подводя итог своим исследованиям чандлеровских колебаний, отмечал, что трудности встречались на каждом шагу и пока они не объяснены, нелегко сказать, в какой степени можно доверять этим результатам. Исследования чандлеровских колебаний восходят к трактату по натуральной философии Томсона и Тэта и работе Ньюкомба. Но в этой работе делается попытка качественно согласовать расхождение эйлеровой и чандлеровой нутаций, составляющее $2/7$ с отношением плотности воды к плотности Земли, площади поверхности океана и поверхности суши. Модель Юла, привлекавшаяся для объяснения чандлеровских колебаний, суть которой сводится к объяснению формирования собственных колебаний из случайных беспорядочных возмущений, требует малого затухания и не может быть удовлетворена значениями Q , меньшими 100 (Джеффрис, 1960).

Таким образом, следуя Джеффрису, можно сказать, что чандлеровские колебания находятся в стадии исследования и пока ясна только постановка проблемы (Манк, Макдональд, 1964).

Макдональд в своих исследованиях эволюции системы Земля—Луна берет значение Q из чандлеровых колебаний, равное 30, но в то же время (Манк, Макдональд, 1964) высказывает сомнение: "Проблема как будто решена, но нам хотелось бы вновь поставить ее..." (с. 114).

Проблема эта, конечно, не решена, и никак нельзя брать за основу значение, достоверность которого нельзя оценить.

В.Н. Жарков (1971) при анализе значений Q заметил, что для Земли Q может иметь тонкую структуру, в частности — более глубокий минимум в подкоровой зоне. Безусловно, при учете распределения энергии эта структура Q должна иметь существенное значение, но для выбора фазы запаздывания приливного горба необходимо некоторое среднее значение.

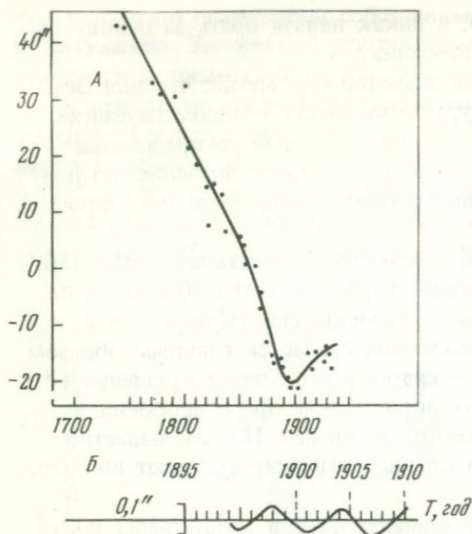
Из рис. 1 видно, что минимальное значение Q составляет 100–150, а угол между линией центров и линией горбов — всего $10'$; этого недостаточно для значения современного момента сил (Приливы и резонансы..., 1975). Следовательно, момент сил создается главным образом сдвигом горбов водной оболочки — гидросферы. Точного решения вопроса о распространении приливных волн в гидросфере переменной глубины с перегородками в виде континентов нет. Но нам известно, что исследования, выполненные по котидальным картам, дают вполне удовлетворительные результаты.

Диссипация энергии приливного момента внутри гидросферы также может быть вполне объяснена общим перемешиванием водной массы, созданием и поддержанием таких вынужденных колебаний, как внутренние волны.

Таким образом, если в значении приливного момента деформации твердой Земли играют второстепенную роль, то, следовательно, эволюционная шкала системы Земля—Луна тесным образом связана с эволюцией гидросферы. Скорость удаления Луны от Земли нельзя считать величиной постоянной для разных геологических эпох, что, по-видимому, существенно на ранних этапах развития Земли. Поэтому Земля и Луна могли находиться достаточно долгое время на некоем почти постоянном расстоянии и радиальные приливы могли существенно разогревать отдельные участки Земли с малым значением Q . Современное значение тепловых потерь механической энергии приливов на два порядка меньше выделения радиоактивного тепла в хондритах (Физика и астрономия..., 1973; Стейси, 1972), но для расстояний Земля—Луна порядка 20–30 R_{\oplus} (радиус Земли) приливное тепло соизмеримо с радиоактивным тепловыделением в хондритах и даже превращает его. Замечание о тонкой структуре Q существенно в вопросе о концентрации потерянной энергии. Вполне вероятно, что астеносфера могла получить значительное количество тепла за счет работы приливов.

В трактате по натуральной философии Томсон и Тет разбирают различные случаи поведения гидросферы под влиянием приливов. Показано, что при незначительном количестве воды могут создаваться ситуации, когда приливный горб будет запаздывать на угол вплоть до 90° . Поэтому геологические знания о трансгрессиях и регрессиях моря, о крупных оледенениях должны в какой-то мере быть связанными с приливыми явлениями, а следовательно, давать некоторую дополнительную информацию к нашему пониманию развития Земли.

Рис. 2. Изменения скорости вращения (А) и положения полюса (Б) Земли



материалы наиболее чувствительны к перестройкам в верхних участках Земли. Следовательно, при любых тектонических построениях, в которых рассматриваются перераспределения масс по горизонтам, должно учитываться, что эти явления отражаются в астрометрическом наблюдательном материале и если даже на современном этапе они еще не улавливаются, то все равно может быть предсказана общая тенденция хода изменений скорости вращения. Скорость вращения — не единственная величина, которую контролируют астрометристы; кроме нее, они контролируют и положение полюса (международная служба широт). Поэтому те перераспределения, которые мало сказываются на скорости вращения, должны проявиться в изменениях положения полюса.

Очень характерный пример контроля такого рода известен по материалам наблюдений за долготами Меркурия, Солнца и Луны (рис. 2). Так, в 1890 г. было отмечено изменение долгот порядка $10''/\text{столетие}^2$ по всем наблюдениям как Солнца, так Меркурия и Луны. Вероятно, это связано с изменением скорости того объекта, откуда ведут наблюдения, т.е. Земли. Чтобы вызвать такое изменение, необходимо было бы, по словам Де Ситтера, поднять все горы Азии на их высоту. Можно предположить, что что-то случилось с океаническим дном, но тогда изменилось бы и положение полюса. В то время служба широт уже работала, и ее материалы твердо указали, что в верхних слоях Земли перестроек не происходило (Куликов, 1962). Под вопросом оставалась еще Антарктида, так как она лежит на самой оси вращения, но современные исследования говорят, что таких значительных перестроек там также не было. Следовательно, ответственны за данные перестройки процессы в недрах Земли. А это уже наблюдательный факт и весьма существенный, который свидетельствует о некоторой прерывистости процессов внутри Земли.

Это пример того, что астрометрические данные чрезвычайно важны для геологии и геофизики как критерий глобальных тектонических построений. Точность методов растет, материал накапливается — и все это вселяет надежды в их перспективность.

ЛИТЕРАТУРА

Джеффрис Г. Земля. М., ИЛ, 1960.

Жарков В.Н. Физика Земли и планет. М., "Наука", 1971.

Куликов К.А. Изменяемость широт и долгот. М., 1962.

Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли. М., "Мир", 1964.

Приливы и резонансы в солнечной системе. М., "Мир", 1975.

Стейси Ф. Физика Земли. М., "Мир", 1972.

Физика и астрономия Луны. М., "Мир", 1973.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И НЕКОТОРЫЕ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГЕОДИНАМИКИ

Тепловой поток несет важнейшую прямую информацию об энергетике глубинных процессов, и результаты его изучения дают необходимое физическое основание для разработки общих моделей механизма развития тектоносферы. С этой точки зрения критерием для проверки различных геодинамических гипотез (конвекция в мантии, перемещение литосферных плит и т.п.) должна быть степень соответствия вытекающего из них теоретического распределения теплового потока его реальному распределению в коре континентов, океанов и переходных зон. При анализе последнего совершенно необходимо учитывать наряду с кондуктивным потоком тепла из недр еще и конвективный вынос его магматическими расплавами и водными растворами, а также энергетические эффекты других геологических процессов.

Рассмотрим общие закономерности распределения теплового потока и некоторые аспекты геоэнергетического режима тектонически мобильных поясов.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ

Как было показано в наших предыдущих работах (Поляк, Смирнов, 1966, 1968; Смирнов, 1972), основным фактором, определяющим величину кондуктивного теплового потока в континентальных структурах, является тектоническое строение региона. Такое заключение — следствие анализа, основанного на фундаментальных положениях геологии о подразделении земной коры на блоки с разным возрастом складчатости или позднейшей тектоно-магматической активизации. Разные части этих блоков в свою очередь имеют различное строение и отражают особенности тектоно-магматического режима в отдельных структурах. По этим признакам величины теплового потока сгруппированы в генетически однородные совокупности, которые обрабатывались в дальнейшем методами вероятностно-статистического анализа.

В тектонически стабильных областях континентов и однотипных структурных элементах их активных поясов, впадинах окраинных и внутренних морей, на глыбовых океанических хребтах с утолщенной земной корой континентального и субконтинентального типа (а также в глубоководных океанических впадинах) распределение величин теплового потока не противоречит нормальному закону, вследствие

чего арифметические средние являются наиболее эффективными и несмещенными оценками. Они отражают действительные величины кондуктивных потерь глубинного тепла с вероятностью 99% по критерию t — Стьюдента. В альпийских и тихоокеанских мобильных поясах тепловой поток четко дифференцирован по разным структурным элементам. Поэтому распределение теплового потока в этих совокупностях многовершинно и общие для них арифметические средние носят формальный характер. Обнаруженные в результате такого анализа основные черты распределения теплового потока в континентальных структурах отражены графически на рис. 1 и сводятся к следующему:

1. Областям разновозрастной складчатости или тектоно-магматической активности свойственны специфические величины теплового потока, закономерно возрастающие от древних структур к молодым.

2. Области докайнозойской тектоно-магматической активности, стабильные в современную эпоху, характеризуются одинаковой величиной теплового потока в разных структурных элементах одной и той же области. Обратим внимание на сравнительно небольшие отличия глубинного теплового потока в областях тектоно-магматической активности, более древней, чем герцинская, вследствие чего всем таким структурам можно, по-видимому, приписать общее среднее значение теплового потока, равное $1,1 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$.

3. В областях альпийской и тихоокеанской складчатости и кайнозойского эпиплатформенного орогенеза, т.е. тектонически мобильных в современную эпоху, наблюдается резкая дифференциация теплового потока по крупным структурным элементам, отражающая процессы перераспределения энергии внутри этих областей. Низкими величинами глубинного теплового потока характеризуются здесь области интенсивного погружения, высокими — миогеосинклинальные горноскладчатые сооружения и неотектонические орогены и очень высокими — эвгеосинклинальные зоны. Подчеркнем, что предварительно при таком сравнении качественно учитывался искажающий эффект неотектоники, т.е. сравнительно быстрое погружение и осадконакопление или поднятие и эрозия.

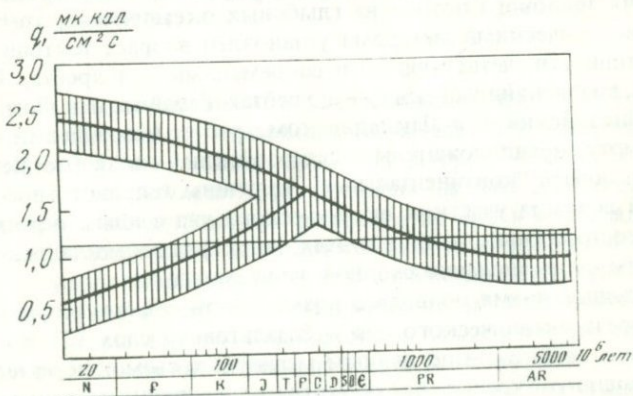


Рис. 1. Зависимость глубинного теплового потока от возраста тектоно-магматической активности в континентальных структурах

Между альпийскими и тихоокеанскими структурами наблюдаются и существенные различия по тепловому потоку, особенно четко заметные на самых молодых структурах. В частности, в желобах тепловой поток ниже, чем в краевых прогибах, ниже он также в зонах позднекайнозойской и современной складчатости и в ряде областей молодого вулканизма, где последний не имеет унаследованного характера с третичного времени.

Таким образом, глубинный тепловой поток — параметр исторический, и величины его находятся в прямой зависимости от геологического времени и особенностей тектоно-магматического режима. Схождение линий на рис. 1 свидетельствует о том, что после завершения активного этапа развития области тепловой поток по разным ее структурным элементам выравнивается в течение примерно 200 млн. лет.

По конкретным геосинклинальным системам наблюдаются, конечно, некоторые отклонения от общей зависимости, не нарушающие, однако, ее характера. Так как величины глубинного теплового потока в эвгеосинклинальных зонах (например, эвгеосинклинали Северной Америки, Японии, Закавказья и др.) и миеосинклинальных орогенах (например, горные сооружения Карпат или Большого Кавказа) отличаются ($2,20$ и $1,80$ мккал/см² · с), то снижение теплового потока по ним идет так же различно в течение примерно 150–200 млн. лет. Этим в значительной степени объясняются показанные на рис. 1 отклонения от средних кривых.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК В ОКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ

В океанических структурах распределение теплового потока имеет более сложный характер. Здесь наблюдаются два типа распределения. Первый тип, свойственный структурам с корой континентального и субконтинентального типа, полностью аналогичен наблюдающемуся на континентах, т.е. характеризуется той же скоростью убывания теплового потока с увеличением древности структур. Об этом свидетельствуют измерения теплового потока на глыбовых океанических хребтах, в которых геологическими методами установлен возраст тектоно-магматической активности: четвертичный и современный — в хребтах Кокос и Карнеги, позднекайнозойский — в хребтах Гавайском и Ломоносова, раннекайнозойский — в Лаккадивском хребте, мезозойский — в поднятии Туамоту, предположительно палеозойский — в хребте Менделеева. Но использовать "континентальные" величины теплового потока как критерий возраста участков океанического дна с иным строением казалось неосторожным, хотя и в этих структурах представлялось весьма вероятным существование сходной зависимости.

В последнее время появилась возможность оценки возраста верхней части разреза океанического дна — базальтового слоя "2" и перекрывающих его осадков — по данным магнитных съемок и материалам глубоководного бурения. Сразу же были предприняты попытки (например, использовавшими нашу методику Склетером и Франшето — Sclater, Francheteau, 1970) увязки этих данных с геотермическими.

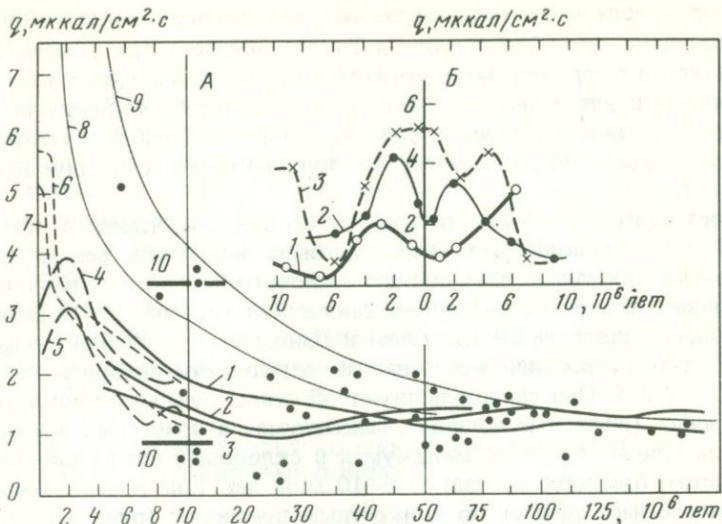


Рис. 2. Тепловой поток и возраст океанического дна

А — осредненные и теоретические распределения: 1–3 — осредненные зависимости величины теплового потока от определенного по магнитным изохронам возраста дна Тихого (1), Индийского (2) и Атлантического (3) океанов (Смирнов, Попова, 1975); 4–5 — изменения теплового потока (полиномы четвертого порядка) в зависимости от возраста дна в интервале 0–10 млн. лет на Восточно-Тихоокеанском поднятии (4) и Индо-Атлантическом хребте (5) (Le Pichon, Langseth, 1969); 6–7 — теоретические распределения теплового потока, соответствующие охлаждению раздвигающихся литосферных плит мощностью 15 км на Восточно-Тихоокеанском поднятии (6) и Индо-Атлантическом хребте (7) (Le Pichon, Langseth, 1969); 8–9 — то же, для плит мощностью 75 (8) и 100 км (9) (Sclater, Francheteau, 1970); точками показана зависимость теплового потока от возраста дна, определенного по результатам глубоководного бурения (Initial Reports..., 1969–1973). Б. Связь теплового потока с возрастом дна в конкретных сечениях срединных хребтов: 1 — на хребте Рейкьянес (Talwar *е.а.*, 1971); 2 — на Восточно-Тихоокеанском поднятии (Herzег, Uyeda, 1963); 3 — на Галапагосском поднятии (Sclater, Klitgord, 1973)

Основываясь на современных, наиболее полных данных о возрасте океанических осадков и подстилающих их базальтов и распределении теплового потока в дне океанов, один из авторов провел соответствующий анализ. Его результаты представлены на рис. 2, А, составленном по выборкам кондуктивного теплового потока в интервалах между магнитными изохронами. По статистически установленным средним значениям получены зависимости между величиной кондуктивного теплового потока и возрастом заключительного этапа базальтового вулканизма в слое 2 коры Тихого, Индийского и Атлантического океанов, выраженные соответственно кривыми 1, 2 и 3. Возраст на оси абсцисс, по существу представляет собой нормализованное по магнитным аномалиям расстояние от оси рифтовой зоны. Расхождения между кривыми могут быть вызваны тем, что в имеющемся на сегодня материале

непропорционально велик вес данных, полученных в отдельных специфических участках Индийского и Тихого океанов. При увеличении равномерности покрытия океанического дна станциями теплового потока зависимости для разных океанов могут сблизиться. Сходную с полученными кривыми зависимость дает корреляция теплового потока с возрастом осадков по данным глубоководного бурения (радиус корреляции 1°).

Исследуемые зависимости требуют особой детализации в интервале 0—10 млн. лет, поскольку ранее уже была обнаружена резкая дифференциация величин кондуктивного теплового потока в морфологически различных элементах срединно-океанических хребтов. Такая детализация была выполнена Ле Пишоном и Лангсетом (Le Pichon, Langseth, 1969) путем гармонического анализа, результатом которого являются кривые 4 и 5. Они свидетельствуют об относительных минимумах в осевых зонах (рифтовые долины), максимумах в приосевых рифтовых горных грядах и резких минимумах в склоновых частях хребтов с возрастом базальтов и осадков 6—10 млн. лет. Еще более сложные зависимости наблюдаются по конкретным профилям (рис. 2, Б), причем видно, что максимумы и минимумы в них не совпадают. Поэтому осреднение всех данных в полосе 0—10 млн. лет приводит к сглаживанию реальных зависимостей.

Для сравнения с фактическими приведены теоретические зависимости изменения теплового потока (см. рис. 2, А, линии 6—9), рассчитанные на основе моделей охлаждения раздвигающихся литосферных плит, предложенных различными авторами. Как видно из рис. 2, А, совпадение теоретических и наблюдаемых зависимостей оставляет желать лучшего, что указывает на более сложные процессы в тектоносфере океанов, чем описываемые простыми моделями движущихся жестких литосферных плит. К такому же выводу пришли и другие исследователи (Talwani e.a., 1971).

Имеющиеся по океанам геотермические и геологические данные позволяют сделать следующие выводы:

1. Зависимость теплового потока от возраста поверхности базальтового слоя "2" ярко выражена лишь в интервале времени не более 30 млн. лет, а в более древних зонах дна проявляется очень слабо. Это главное отличие распределения теплового потока на океанах от континентов и переходных зон. Возможность аппроксимации этой зависимости функцией затухающих колебаний скорее всего указывает на периодичность процесса либо на смещение его в пространстве.

2. Средние значения теплового потока по центральным частям срединных хребтов (порядка 2—3 мккал/см². с) близки к фоновому кондуктивному тепловому потоку в молодых вулканических провинциях континентов и переходных зон. Вулканическая активность установлена и в центральных частях хребтов. Поэтому можно предположить, что высокий тепловой поток в них тоже связан прежде всего с неглубоко залегающими зонами фракционного плавления вещества верхней мантии. Наблюдающиеся минимумы и максимумы как на суммарных кривых, так и на конкретных профилях могут свидетельствовать о пере-

распределении энергии между центральными частями хребта и его склонами.

3. Большой разброс величин теплового потока и высокие коэффициенты вариации в центральных частях хребтов объясняются подводной гидротермальной деятельностью, сопряженной с вулканизмом, и циркуляцией воды вблизи дна. Следствием гидротермальной деятельности должно явиться чередование локальных высоко- и низкотемпературных зон, определяющее пестроту и специфический характер метаморфизма коренных пород, наличие больших динамических напряжений в них, тектоническую раздробленность и, возможно, неглубокофокусную сейсмическую активность. Отражением подводной гидротермальной деятельности является, помимо гидротермального преобразования пород, обогащение гидротермальными элементами донных осадков.

ГЕОЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ КОНВЕКТИВНЫХ ТЕПЛОПТЕРЬ В ТЕКТОНИЧЕСКИ МОБИЛЬНЫХ ПОЯСАХ

До сих пор результаты измерений кондуктивного теплопотока были единственным основанием для суждений о геознергетическом режиме срединно-океанических хребтов. Никем не оспаривалось, что наряду с кондуктивным механизмом выноса глубинного тепла важную роль в этих структурах должен играть и вынос тепла вулканической и гидротермальной деятельностью, но непосредственно оценить его в подводных участках хребтов пока нельзя. Поэтому особенно важным казалось определение геознергетического эффекта вулканической и гидротермальной активности в Срединной зоне Исландии, считающейся многими исследователями наземным выражением рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта. Благодаря материалам, накопленным исландскими исследователями, и работе комплексной экспедиции АН СССР на территории Исландии в 1970–1973 гг., такая оценка была сделана (Конов, Поляк, 1975).

Наиболее наглядное представление о структуре расходной части геознергетического баланса в Срединной зоне Исландии дает рис. 3. На этом геознергетическом профиле, пересекающем юго-западную часть страны примерно перпендикулярно направлению хребта Рейкьянес, на фоне довольно пологого распределения невозмущенного фонового кондуктивного теплового потока, оцененного по термометрическим данным Палмасона (Palmason, 1973), выделяются два резких максимума выноса глубинной энергии, отвечающих западной и восточной активным ветвям Срединной зоны. Они связаны с выносом тепла гидротермами и вулканизмом. Западный пик окаймлен менее резкими, но тоже весьма выразительными максимумами, отвечающими участкам разгрузки гидротерм на периферии Срединной зоны.

Как видно из сопоставления рис. 2 и 3, конфигурация исландской кривой суммарного расхода глубинной энергии отличается от профилей кондуктивного теплопотока над срединными хребтами в их осевой части. Таким же образом эти профили отличаются от теоретичес-

$E, 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{с}$

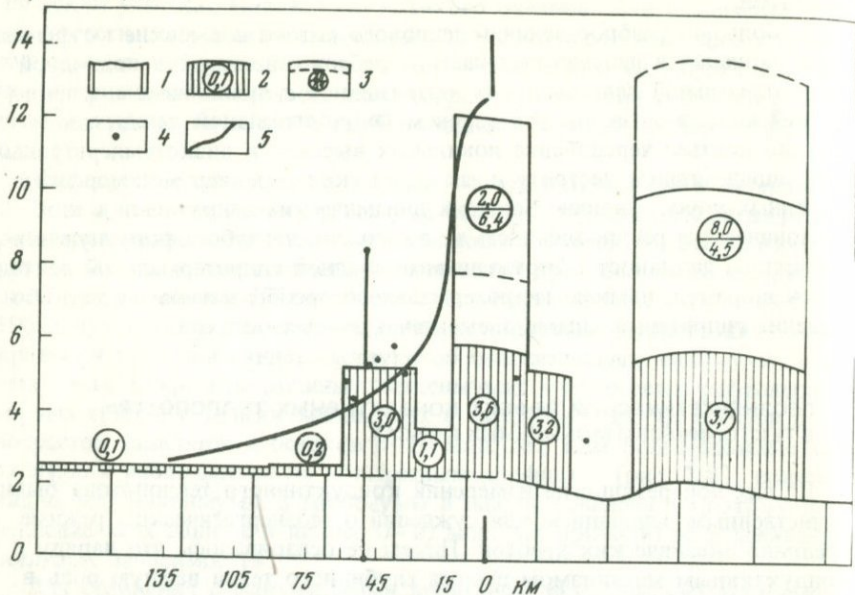


Рис. 3. Энергетический эффект современной геотермальной активности в юго-западной Исландии и его структура

1 — фоновый кондуктивный тепловой поток; 2 — эффект разгрузки гидротерм в данном участке профиля; 3 — средний эффект вулканизма в данном участке профиля за последнее тысячелетие (пунктир, числитель дроби) и в течение голоцена (сплошная линия, знаменатель дроби); 4 — значения аномального кондуктивного теплового потока; 5 — схематизированная кривая суммарных теплотерь

ких распределений, выведенных из различных моделей движущихся литосферных плит. Интегральная исландская кривая ближе к этим моделям. Но все эти модели не учитывают конвективного выноса тепла. Авторы одной из них, Ле Пишон и Лангсет, указывают, что для создания модели, близкой к реальным условиям, необходимо предварительно установить, "насколько значительны потери тепла, обусловленные разгрузкой вод земной коры в придонные воды океана" (Le Pichon, Langseth, 1969, с. 342) — а мы добавим — и подводным вулканизмом. Изучение геотермальной активности Исландии дало в первом приближении ответ на этот вопрос.

Но оно не только определило энергетический эффект процесса, но и выявило его связь с подкоровыми глубинами. Установленные в Исландии особенности состава термальных флюидов (Арнорссон и др., 1974) ясно показывают, что среди процессов, формирующих тепловой режим осевых зон срединно-океанических хребтов, важнейшую роль играет геохимическая дифференциация и дегазация вещества верхней мантии.

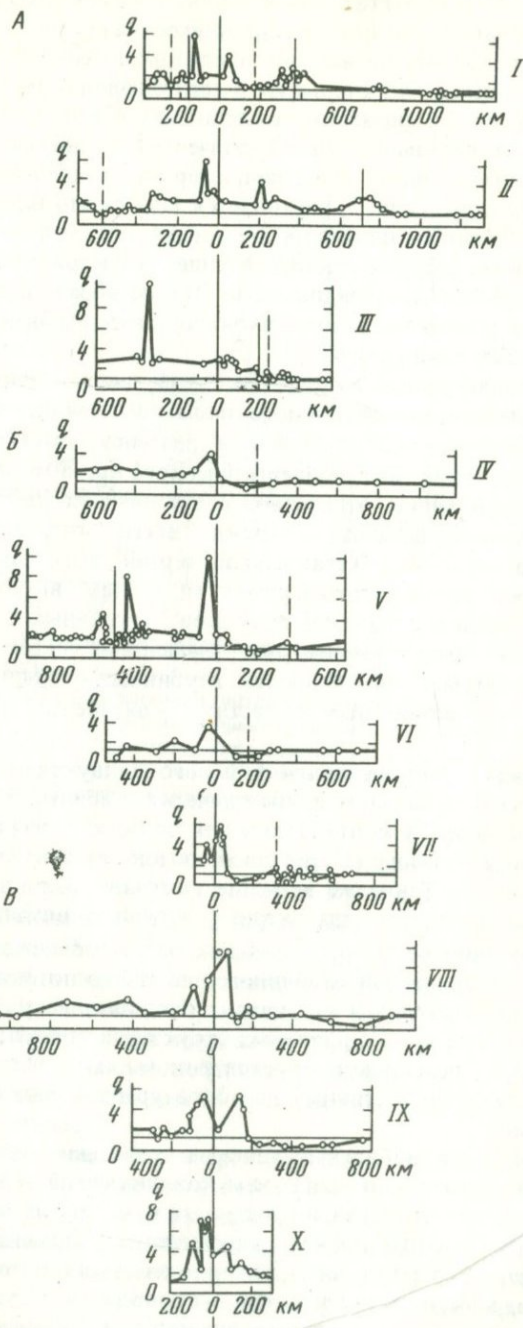
Принципиально сходная картина наблюдается и в других мобильных структурах, например в островных дугах. Так, в вулканических районах Камчатки кондуктивный тепловой поток варьирует от 1,0 до

2,5 мккал/см²·с, а энергетический эффект вулканизма, согласно уточненным по сравнению с нашими прежними оценками (Поляк, 1966; Смирнов и др., 1974), но все еще предварительным данным, — от 0,9 до 2,8. Вынос тепла гидротермами в таких районах на Камчатке значительно слабее, чем в Исландии, и составляет 0,2–0,3 мккал/см²·с. Зато на Камчатке значительно выше сейсмическая активность, благодаря чему в форме сейсмической энергии, например на Средней Камчатке, по данным С.А. Федотова (1968), расходуется еще около 0,5 мккал/см²·с, тогда как в Исландии плотность выделения сейсмической энергии в Срединной зоне, судя по частоте и силе землетрясений (Stefansson, 1967), оказывается на порядок ниже. Таким образом, общий вынос глубинной энергии в некоторых вулканических районах Камчатской дуги превышает 6 мккал/см²·с.

Сопоставление камчатских и исландских данных показывает, что аномально высокий вынос глубинного тепла представляет яркую общую особенность разных по строению и генезису участков мобильных поясов. О сходстве их геозенергетического режима наглядно свидетельствует и сравнение отдельных составляющих расходной части геозенергетического баланса — прежде всего, кондуктивного теплового потока (рис. 4). Характерной чертой всех профилей, показанных на рис. 4, является наличие на общем высоком уровне кондуктивного теплопотока резких пиков, связанных с перераспределением энергии между различными элементами пересекаемых структур. Это указывает на общность глубинных тепловых процессов в тектонически мобильных областях континентов, океанов и переходных зон.

Сопоставим теперь величины фонового кондуктивного теплопотока в тектонически мобильных и тектонически стабильных структурах. Как указывалось выше, в континентальных областях догерцинской тектономагматической активности тепловой поток составляет в среднем 1,1 мккал/см²·с. Такое же значение теплового потока характеризует и стабильные структуры дна океана — глубокие впадины океанического ложа. Поэтому величину 1,1 мккал/см²·с можно считать квазистационарной составляющей глубинного теплового потока. Хотя земная кора под континентами и океанами принципиально различна, равенство теплового потока в их стабильных структурах говорит об их едином энергетическом потенциале, обусловленном, как считается, распадом долгоживущих радиоактивных изотопов урана, тория и калия в коре и мантии Земли.

В тектонически мобильных поясах и континентов, и океанов общие теплопотери значительно выше, чем кондуктивный тепловой поток в стабильных областях. Судя по всему, это не может быть следствием неравномерного распределения радиоактивных элементов. Принимая во внимание закономерную связь величин теплового потока с возрастом тектогенеза, можно заключить, что в процессе активного развития геологических структур в их недрах возникает ("включается") мощный источник тепла, обеспечивающий в энергетическом отношении геосинклинальный процесс и высокие теплопотери. Влияние этого источника,



очевидное в мобильных поясах, заметно и в сравнительно молодых стабильных областях континентов (см. рис. 1).

Выяснение природы этого источника имеет первостепенную важность для создания общей модели тектогенеза. Оценка мощности источника по его внешним проявлениям, т.е. по расходу энергии в мобильных поясах, является главным количественным критерием, определяющим возможное положение (глубину) и длительность существования источника и в конечном счете соответствующие этим параметрам вероятные физические его механизмы.

В этой связи решающее значение имеет степень приближения к действительности при определении пространственных и временных интервалов осуществления геознергетически важных процессов. В частности, средний за весь период геосинклиналиного развития крупного тектонического региона эффект вулканической деятельности кажется меньше, чем частные оценки, характеризующие сравнительно короткие конкретные эпохи активного вулканизма в определенных районах. Необходимо учитывать также и инерционность тепловых процессов, вследствие которой кондуктивный теплопоток в вулканических областях достигает максимума через 20–30 млн. лет после начала активного вулканизма (рис. 5; сравни с рис. 1). После прекращения вулканической деятельности кондуктивный теплопоток с соответствующим запаздыванием снижается до фоновых значений, но если вулканизм проявляется на одном и том же участке в течение длительного периода, максимальные значения кондуктивного теплопотока и обусловленных вулканизмом конвективных теплопотерь могут совпасть во времени (картина, типичная для срединно-океанических хребтов).

Не меньшее значение имеет и правильное определение площади, по которой осредняется тот или иной геознергетический эффект. Так, эффект разгрузки гидротерм новозеландской зоны Таупо, отнесенный к площади активного вулканического пояса длиной в 130 и шириной в 25 км, оценивается в $20 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ (Studt, Thompson, 1969), что превосходит все известные оценки такого рода. С учетом вулканизма суммарные потери глубинного тепла в этом районе кажутся еще намного больше. Такие расчеты вызывают сомнение в возможности отожествления площади зоны глубинного теплового питания вулканической и

←
Рис. 4. Профили теплового потока (q , $\text{мккал/см}^2 \cdot \text{с}$) через различные участки тектонически мобильных поясов Земли и прилегающих областей.

По оси абсцисс отложено расстояние от осей главнейших структурных элементов (геоантиклинальных поднятий континентов и островных дуг, рифтовых долин срединно-океанических хребтов). Тонкие вертикальные линии — оси мегантиклинорий, пунктирные линии — оси краевых прогибов и желобов. А континентальные зоны: I—I — Кавказ — Русская платформа, II—II — Береговые хребты — Северо-Американская платформа, III—III — Венгерская впадина—Русская платформа. Б — переходные зоны: IV—IV — Курильская дуга — Тихий океан, V—V — Японская дуга — Тихий океан, VI—VI — Идзу-Бонинская дуга — Тихий океан, VII—VII — дуга Нансей — Филиппинская впадина. В срединно-океанические хребты: VIII—VIII — Восточно-Тихоокеанское поднятие, IX—IX — Северо-Тихоокеанский хребет, X—X — Исландия

гидротермальной деятельности с площадью района их поверхностных проявлений. Поэтому для срединных хребтов, например, кажется весьма важным параметром ширина зоны между "склоновыми" минимумами кондуктивного теплопотока. Возможно, что концентрация выноса глубинной энергии в осевых частях хребтов есть следствие ее перераспределения в пределах этой зоны, которая по площади ближе к зоне глубинного теплового питания (если под таковой понимать активную зону мантии), чем, например, рифтовые долины. В этой связи очень важными кажутся различия в ширине этой зоны на разных конкретных сечениях срединно-океанических хребтов, видимые на приведенном выше

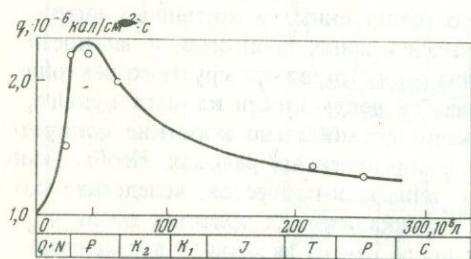


Рис. 5. Зависимость теплового потока от возраста вулканизма

рис. 2, Б. Представляется, что эти различия отражают разный энергетический потенциал глубин в тех или иных звеньях системы океанических рифтов, что отчетливо проявляется в изменениях энергетического эффекта вулканических и гидротермальных процессов вдоль оси Срединной зоны Исландии (Кононов, Поляк, 1975).

Подводя итоги, можно констатировать, что создание правильной геодинамической модели развития мобильных поясов требует учета объективно определенных величин потерь глубинного тепла в этих структурах и анализа особенностей физико-химических процессов и тепломассопереноса в коре и мантии.

ЛИТЕРАТУРА

- Арнорссон С., Кононов В.И., Поляк Б.Г. Общие черты и геохимические особенности гидротерм Исландии. — "Геохимия", 1974, № 12.
- Кононов В.И., Поляк Б.Г. Современная геотермальная активность Исландии. — "Геотектоника", 1975, № 5.
- Поляк Б.Г. Геотермические особенности области современного вулканизма. М., "Наука", 1966.
- Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Тепловой поток на континентах. — ДАН СССР, 1966, т. 168, № 1.
- Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. — "Геотектоника", 1968, № 4.
- Смирнов Я.Б. Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклинали. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., "Наука", 1972.
- Смирнов Я.Б., Попова А.К. Тепловой поток, возраст океанического дна и некоторые данные к изучению движущего механизма развития тектоносферы. — ДАН СССР, 1975, т. 223, № 1.
- Смирнов Я.Б., Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г. Тепловой поток, гидротермальная активность и динамика развития глубинных зон областей кайнозойского вулканизма. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.

- Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
- Initial reports of the deep-sea drilling project, v. 1—24. Washington, 1969—1973.
- Le Pichon X., Langseth M.G. Heat flow from the mid-ocean ridges and sea-floor spreading. — "Tectonophysics", 1969, v. 8.
- Palmason G. Kinematics and heat flow in a volcanic rift zone with application to Iceland. — "Geophys. J. Roy. Astr. Soc.", 1973, v. 33.
- Sclater J.G., Francheteau J. The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth. — "Geophys. J. Roy. Astr. Soc.", 1970, v. 20.
- Sclater J.G., Klitgord K.D. A detailed heat flow, topographic, and magnetic survey across the Galapagos spreading centre at 5°W. — "J. Geophys. Res.", 1973, v. 78, N 29.
- Stefansson R. Some problems of seismological studies on the Mid-Atlantic Ridge. — In: Iceland and mid-ocean ridges, rit. 38. Reykjavik, Soc. Sci, Island, 1967.
- Studt F.E., Thompson G.E.K. Geothermal heat flow in North Island of New Zealand. — "N.Z.J. Geol. and Geophys.", 1969, v. 12, N 4.
- Talwani M., Windish C.C., Langseth M.G. Reykjanes ridge crest: a detailed geophysical study. — "J. Geophys. Res.", 1971, v. 76, N 2.
- Herzén R.P. von, Uyeda S. Heat flow through the Eastern Pacific ocean floor. — "J. Geophys. Res.", 1963, v. 68, N 14.

СООТНОШЕНИЯ ОСНОВНЫХ ГРАНИЦ РАЗДЕЛА В ЗЕМНОЙ КОРЕ И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ЕЕ ЭВОЛЮЦИИ

Без знания связей и законов развития земной коры и верхней мантии невозможно создание на современном уровне аргументированной геотектонической гипотезы происхождения континентов и океанов.

Изучение вопросов глубинного строения земной коры и верхней мантии показало сложную картину характера соотношений поверхностных и глубинных структур (Хаин, 1964; Борисов, 1967; Косминская, 1968; Вольвовский, 1973; Беляевский, 1974; Деменицкая, 1967; Соллогуб, 1972; Чекунов, 1972; и многие др.).

Данная статья представляет собой попытку разобраться в сложных взаимоотношениях глубинных границ и слоев земной коры, а также оценить меру сходства и различий в глубинном строении структурных элементов Юга СССР, тихоокеанской окраины континента и прилегающих частей Тихого океана. В работе не рассматриваются вопросы, связанные с петрологией недр и определением природы глубинных границ земной коры; термины "гранитный" или "базальтовый" слои земной коры мы применяем условно, как названия геологических объектов, отличающихся лишь по физическим свойствам.

Выявление взаимосотношений поверхностных и глубинных структурных элементов производится методами математической статистики — путем отыскания двух- и трехмерных связей между параметрами глубинного строения земной коры — глубинами залегания поверхностей M (H_M), Конрада (H_C), фундамента или консолидированной коры ($H_{КК}$), земного рельефа (H_P). Анализируются также производные параметры — мощности "базальтового" слоя (M_C), "гранитного" слоя (M_T), консолидированной части земной коры ($M_{КК}$), осадочного слоя (M_O), водного слоя (M_B).

С целью повышения надежности и достоверности связей между выбранными параметрами построены геолого-статистические модели крупных структурных элементов, отображенных в строении поверхности M . Эти модели созданы на основе представлений о трехслойном строении коры для континентов и двухслойном — для глубоководных впадин внутренних морей, Прикаспийской синеклизы и океанических структур. Каждая модель структурного элемента представляет наиболее типичный разрез земной коры. Модальные значения параметров коры для каждой модели определяются по вариационным кривым. По существу,

за каждым модельным значением того или иного параметра стоит от 30 до 100 и более наблюдаемых значений, в среднем — 30–60 точек. Границы структурных элементов установлены по комплексу геолого-геофизических данных с использованием самых последних сводных карт по тем или иным горизонтам земной коры.

Подобным образом было составлено 43 модели структурных элементов, наименования которых приведены на рис. 1. Полученные модальные значения параметров земной коры для каждого структурного элемента использовались как опорные в последующем анализе.

Можно представить три серии графиков, иллюстрирующих характер связи между следующими параметрами: глубинами залегания различных горизонтов земной коры, мощностями отдельных слоев земной коры, глубинами залегания различных горизонтов и мощностями отдельных слоев земной коры (рис. 1).

Как показал проведенный анализ, связи между выбранными параметрами вверху по разрезу ослабевают и распадаются на отдельные группы. Наиболее устойчивая связь наблюдается между глубиной залегания поверхности М и мощностью "базальтового" слоя земной коры или глубиной залегания поверхности Конрада (см. рис. 1, А). В первом случае коэффициент корреляции составляет $0,892 \pm 0,03$, а во втором — $0,939 \pm 0,02$. Наличие почти прямой связи между указанными параметрами с дисперсией $\pm 4,4$ км по глубине залегания поверхности М в общем виде свидетельствует о единстве причин, формирующих обе поверхности.

Отмеченная закономерность может быть выражена так — на формирование мощности "базальтового" слоя основное влияние оказывает положение поверхности М: чем она выше, тем меньше мощность "базальтового" слоя и выше его поверхность, и наоборот.

В поведении более высоких границ земной коры установлены более сложные взаимоотношения. Так, по зависимости между мощностью консолидированной коры ($M_{\text{КК}}$) и глубиной поверхности М ($H_{\text{М}}$) четко различается пять групп структурных элементов: 1) океанические структуры, 2) глубоководные впадины внутренних морей и Прикаспийская синеклиза, 3) массивы ранней консолидации, 4) орогенные впадины, авлакогены и континентальные рифты, 5) складчатые системы и эпиплатформенные орогены (см. рис. 1, Б). Каждая из перечисленных групп характеризуется прямой зависимостью указанных параметров, при этом в уравнении связи вида $H_{\text{М}} = aM_{\text{КК}} + b$ для первых четырех групп коэффициент $a > 1$ постоянен, а для последней он равен 1.

Следует отметить, что во всех остальных парных связях выбранных параметров проявляется та же тенденция разделения всей совокупности выбранных структурных элементов на группы. При этом не всегда устанавливаются те же пять групп и в том же количественном составе. Нередко прямой связью отмечается только часть из них, или же возможно их разделение на подгруппы, характеризующиеся индивидуальными формами связи. Иными словами, основываясь на парных корреляционных связях, можно прийти к заключению о появлении в выде-

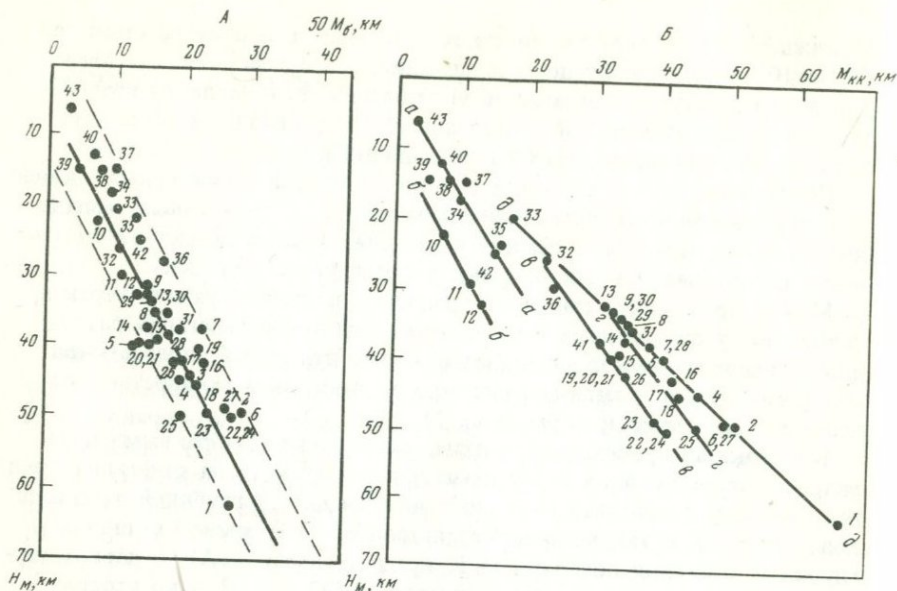
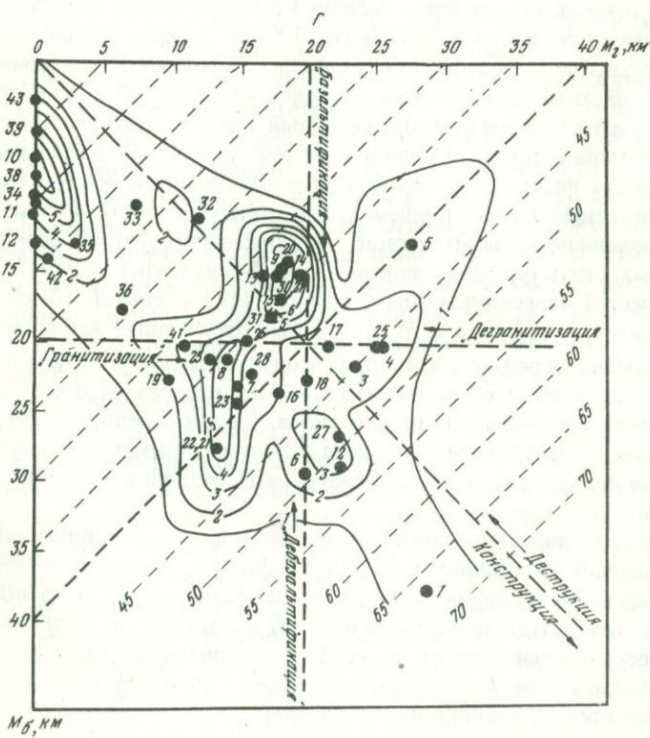
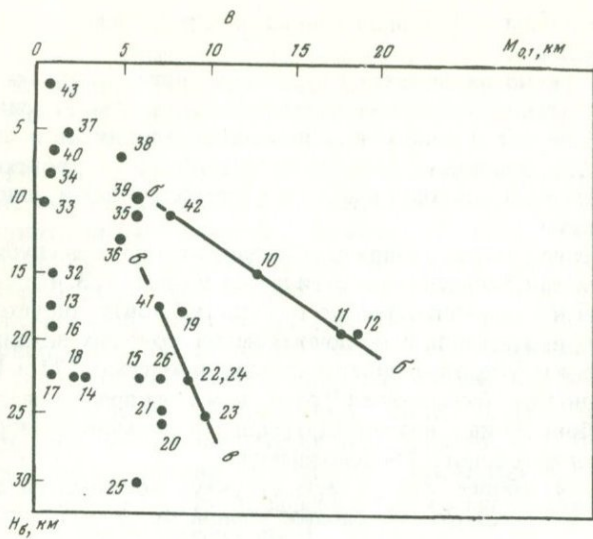


Рис. 1. Корреляционные графики границ раздела в земной коре

А. Зависимость между мощностью "базальтового" слоя и глубиной залегания поверхности М; Б. Зависимость между мощностью консолидированной части земной коры и глубиной залегания поверхности М; В. Зависимость между мощностью осадочного слоя и глубиной залегания поверхности Конрада; Г. Зависимость между мощностью "гранитного" слоя и мощностью "базальтового" слоя.

Точки отвечают принятым моделям выбранных структурных элементов; линии отвечают уравнениям регрессии; пунктир ограничивает область разброса точек; модели структурных элементов: 1 – эпиплатформенный ороген Тянь-Шаня, 2 – эпигеосинклинальные орогены Кавказа и Копетдага, 3 – герцинские складчатые системы Центрального Казахстана и восточной части Туранской плиты, 4 – каледонские складчатые системы Центрального Казахстана, 5 – байкальские складчатые системы Забайкалья, 6 – карельские складчатые системы Украинского щита, 7 – архейские блоки Украинского щита, 8 – мезозойские складчатые системы Тихоокеанского побережья СССР, 9 – кайнозойские складчатые системы Северо-Востока СССР, 10 – глубоководная впадина Черного моря, 11 – глубоководная впадина Каспийского моря, 12 – Прикаспийская синеклиза, 13 – Карабогазский массив, 14 – Каракумский массив, 15 – Северо-Устюртский массив, 16 – Сырдарьинский массив, 17 – Южно-Тургайский массив, 18 – Чу-Сарысуйский массив, 19 – Афгано-Таджикская впадина, 20 – Индоло-Кубанский прогиб, 21 – Терско-Каспийский прогиб, 22 – Куринская депрессия, 23 – Предкопетдагский прогиб, 24 – Амударьинская синеклиза, 25 – Ферганская впадина, 26 – Днепровско-Донецкая впадина, 27 – Донбасское сооружение, 28 – Балтийский щит, 29 – Японская островная дуга, 30 – складчатая система Сахалина, 31 – складчатые системы Камчатки, 32 – Центрально-Охотское поднятие, 33 – Курильская дуга, 34 – Курильский желоб, 35 – Курильская дуга и желоб совместно, 36 – впадина Татарского пролива, 37–39 – глубоководные впадины (37 – Японское море, 38 – Охотское море, 39 – море Беринга), 40 – северо-западная часть Западно-Тихоокеанской плиты, 41 – впадина оз. Байкал, 42 – глубоководная впадина моря Леванта, 43 – Срединно-Атлантический хребет. На графиках Б и В прописными буквами у концов линий, отвечающих уравнениям регрессии, обозначены группы структурных элементов: а-а – океанические структуры, б-б – глубоководные впадины внутренних морей и Прикаспийская синеклиза, в-в – впадины орогенного и рифтового происхождения, г-г – массивы ранней консолидации (срединные), д-д – складчатые системы и эпиплатформенные орогены



ленных ранее пяти группах подчиненных подгрупп тех или иных структурных элементов.

Так, определенно распадается на две подгруппы группа массивов ранней консолидации; среди них могут быть выделены массивы, занимающие повышенное и пониженное положение (поднятые и опущенные), и группа впадин: впадины орогенного и рифтогенного происхождения. Соответственно расчленяется группа складчатых систем и эпиплатформенных орогенов.

Характер связи между мощностью осадочного слоя и глубиной залегания поверхности Конрада иллюстрируется на рис. 1, В. Интересно то, что осадочный чехол мощностью до 6–7 км не контролируется положением глубинных границ, а осадочный чехол крупных впадин мощностью свыше 6 км уже определяется положением границ М и Конрада, а также мощностью "базальтового" слоя; при этом прямая связь отмечается для глубоководных впадин внутренних и окраинных морей, а также для впадин орогенного происхождения.

Подавляющая (более 80%) часть структур континентов сложена "гранитным" и "базальтовым" слоями земной коры, и, по-видимому, их соотношения между собой должны давать основную информацию о возможных путях развития выделенных групп структурных элементов. Это подтверждается и фактическим материалом (см. рис. 1, Г). Из всей выборки данных определенно можно констатировать, что связи между указанными параметрами как будто бы нет, однако график все же дает представление о возможных процессах преобразования земной коры. Говорить об этом можно лишь в предположительной форме. Для большей убедительности на рассматриваемый график нанесена дополнительная информация: линии, проведенные под углом 45° к осям координат, отмечают полную мощность консолидированной коры (базальтовый и гранитный слой), причем особо выделена линия 40 км, отвечающая модальному значению мощности консолидированной коры континентальных структур, полученному Н.А. Беляевским (1974). Через точку в месте пересечения диагонали графика с линией 40 км проведены линии M_B (20 км) и M_T — 20 км, отвечающие модальным значениям некоей усредненной модели континентальных структур. Эта модель условна, смысл ее заключается в том, что она отражает идеальное соотношение глубинных границ и слоев. Можно предположить, что к данной модели направлено развитие континентальных структур (при этом нами не учитываются первоначальные различия в мощности земной коры).

На графике также показаны изолинии плотности наблюдений (число наблюдений на единицу площади графика — величина относительная и условная). Весь график делится указанными линиями на восемь секторов. Если задаться представлением об идеальной модели земной коры и точку, отвечающую ей на графике, принять за центр новой системы координат, то в этой системе можно наметить возможные пути преобразования земной коры полученных групп структурных элементов. При этом оси, проведенные через точку идеальной модели, отражают возможные направления процессов преобразования коры. Так,

диагонали графика отвечают тем структурным элементам, в которых идут процессы преобразования земной коры, направленные к ее деструкции (уменьшение мощности) или конструкции (увеличение мощности) с сохранением равного соотношения "гранитного" и "базальтового" слоев.

Следует ожидать, что вдоль линии, отвечающей мощности консолидированной части земной коры (40 км), преобразование земной коры осуществляется за счет перехода "гранитного" слоя в "базальтовый" или наоборот. Иными словами, идет конструкция "гранитного" слоя (гранитизация) за счет деструкции "базальтового" слоя (дебазальтификация) или, наоборот, деструкция "гранитного" слоя (дегранитизация) за счет конструкции "базальтового" слоя (базальтификация). Вдоль линии M_B (20 км) в структурных элементах изменяются мощности земной коры только за счет ее "гранитной" части (уменьшение или увеличение мощности, т.е. дегранитизация или гранитизация). Вдоль линии M_T (20 км) преобразование земной коры направлено к увеличению или уменьшению мощности "базального" слоя земной коры (базальтификация или дебазальтификация).

Можно думать, что каждому из восьми секторов, выделяемых на графике, отвечают вполне определенные комбинации процессов преобразования земной коры. Термины, применяемые для обозначения этих процессов (гранитизация или базальтификация и др.), в той же мере условны, как и сами названия слоев земной коры.

Доказательством возможности существования рассмотренных процессов может служить график (см. рис. 1, Г), на котором анализируемые точки определенными семействами тяготеют к тому или иному сектору, что особенно подчеркнуто рисунком изолиний плотности наблюдений модальных точек. Последние дают на графике две крупные области максимумов, одна из которых отвечает океаническому и субокеаническому, а другая — континентальным структурам. При этом максимум плотности наблюдений для континентальных структур имеет трехвершинное строение и неясную четвертую вершину. Локальные максимумы четко ориентированы по тем или иным осям, что в общем подтверждает наши рассуждения о возможных путях преобразования земной коры континентальных структур.

В силу того, что выполненный нами анализ, конечно, не может претендовать на исчерпывающую полноту, в некоторых секторах имеются пробелы и в целом определенно ощущаются лишь шесть из восьми возможных комбинаций процессов преобразования земной коры.

Можно думать, что изменения мощностей "гранитного" и "базальтового" слоев, направленные к точке, отвечающей идеальной модели, связаны с проявлением изостатических сил, ведущих к восстановлению ранее утраченного равновесия; изменения же мощностей, направленные в противоположную сторону, вызваны силами, нарушающими изостатическое равновесие в земной коре и верхней мантии. Намеченные выше комбинации процессов преобразования земной коры отражают характер и темп изменения мощностей как "гранитного", так и "базальтового" слоев, обусловленных различными реальными геологи-

ческими процессами и процессами, существование которых можно предположить.

Следует подчеркнуть, что, несмотря на общность причин и сил, ведущих к направленному изменению мощности земной коры в целом, конкретное выражение данного явления различно. Это легче всего проиллюстрировать примерами тех типов структурных элементов, относительная молодость формирования которых не вызывает сомнения, и, следовательно, фиксируемую мощность земной коры в них можно объяснить процессами, которым они обязаны своим развитием. В качестве примера такого типа структур могут служить эпигеосинклинальные орогены альпийского пояса складчатости, эпиплатформенные орогены тянь-шаньского типа, глубоководные впадины внутренних или окраинных морей.

Эпигеосинклинальные орогены характеризуются значительной общей мощностью земной коры — до 50 км и более. Принимая во внимание относительную молодость этих структур, мы можем думать, что формирование земной коры в них характеризуется конструктивным типом. Общее увеличение мощности коры, несомненно, связано с прогибанием сил бокового сжатия, следствием чего могут быть механическое раздавливание, проскальзывание, складчатость, частичное сдвигание слоев. Эти процессы могут быть общими как для "гранитного", так и для "базальтового" слоя, и в особенности они характерны для эпиплатформенных орогенов тянь-шаньского типа. Случай сдвигания мощности "базальтового" слоя предполагается для Северного Памира, Альп (тело Ивреа), Кубы (северное побережье вдоль Кубинского шва). Случаи увеличения мощности коры за счет надвигания или поддвигания "гранитного" слоя известны уже по непосредственным наблюдениям характера соотношения опущенных и поднятых крыльев надвигов и взбросов.

Для указанных структур могут быть названы и другие процессы, связанные с привнесением вещества из мантии. С одной стороны, они обусловлены магматической деятельностью, проявлением синорогенных гранитных интрузий, а с другой — повышением фронта регионального метаморфизма за счет общего прогревания и повышения давления, в силу чего осадочные породы нижней части геосинклинального комплекса отложений превращаются в сланцы и гнейсы. С этими процессами может быть связано увеличение мощности "гранитного" и "базальтового" слоев земной коры. Нарастание "базальтового корня" орогенов может быть объяснено выплавлением базальтов из верхней мантии и их присоединением к земной коре или переходом эколгитов в базальты при соответствующем составе зоны перехода верхней мантии. В приведенном примере конструктивного типа развития земной коры в целом верхняя ее часть все же испытывает деструкцию, обусловленную процессами денудации, из-за чего в растущем орогене вскрываются все более и более глубокие горизонты гранито-гнейсового слоя земной коры. Оценить ведущее значение тех или иных процессов в создании того или иного типа структурных элементов довольно трудно. Можно думать, что тип развития (деструктивный или конструктивный)

изменяется при смене динамических условий. Если конструктивный тип развития, характерный для растущего орогена, определяется условиями преобладающего сжатия, то при преобладающем растяжении ороген прекращает свой рост и денудация полностью срезает горы.

Примером деструктивного типа развития консолидированной части земной коры в общем виде могут служить глубоководные впадины внутренних и окраинных морей, где общая мощность коры колеблется от 10 до 32 км. Характерным для этих структур, как и для других крупнейших впадин, является относительно высокое положение поверхности М. В связи с этим можно думать, что формирование впадин подобного типа, несомненно, связано с подъемом мантийного "диапира", что, в свою очередь, определяет в земной коре условия преобладающего растяжения. Что в этом процессе является первичным, а что следствием, судить трудно. Однако в любом случае мы должны признать, что как "гранитный", так и "базальтовый" слои уменьшаются в мощности. Физически уменьшение мощности земной коры в целом для этих структур, несомненно, определяется преобладающим растяжением, и в связи с этим можно ожидать раздвижения блоков земной коры, их перемещение и проскальзывания по границам раздела в стороны от мантийного "купола", подобно тому как это рассматривается для Днепровско-Донецкого авлакогена А.В. Чекуновым (1972). Возможен также фазовый переход базальтов в эклогиты на границе М или базификация нижней части "гранитного" слоя. Таким образом, и этот пример показывает, что деструктивный тип развития влечет за собой как механическое перемещение блоков земной коры (в основном "гранитного" слоя) — растяжение, так и физико-химические превращения вещества земной коры и мантии. Уместно будет заметить, что если в целом для земной коры глубоководных впадин можно предположить деструктивный тип развития, то по осадочному чехлу тип развития — конструктивный.

Рассмотренные примеры приводят к мысли, что тип развития земной коры в целом определяется условиями преобладающего относительного сжатия или преобладающего относительного растяжения. При чем если для консолидированной части земной коры характерен конструктивный тип развития, то для более верхней ее части — деструктивный, и наоборот.

Нами описаны примеры структурных элементов, сформировавшихся за счет тех сил в земной коре и верхней мантии, которые нарушают изостатическое равновесие. Возвращение блоков земной коры к изостатическому равновесию также приводит к перемещению границ раздела в земной коре. Однако характер процессов, которым обязано изменение соотношений глубинных границ, может быть несколько иным. Вероятно, в большей степени проявляют себя процессы фазовых и полиморфных переходов вещества на границах раздела.

Анализ графиков (рис. 1) дает представление о том, что существуют структурные элементы, геотектоническое положение которых является двойственным, т.е. чувствуется тенденция их принадлежности к двум группам. Например, Южно-Тургайский массив входит в некоторых зависимостях в группу массивов, а в других случаях — в группу

Рис. 2. Эволюционная диаграмма и эволюционный ряд структурных элементов земной коры

1 — точки, отвечающие модальным значениям параметров; 2—6 — линии, соединяющие точки кровли: 2 — "базальтового" слоя, 3 — "гранитного" слоя, 4 — осадочного слоя, 5 — рельефа, 6 — водной поверхности. Номера и наименования моделей структурных элементов см. на рис. 1

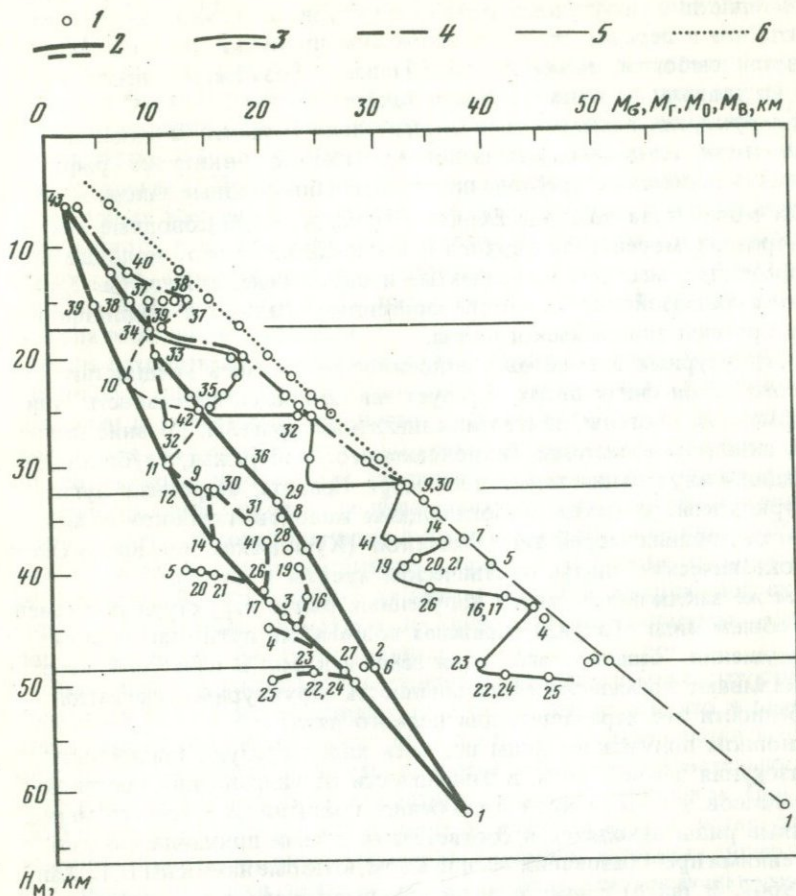
впадин рифтового происхождения. В таком же положении находятся Ферганская впадина и некоторые другие структурные элементы. Объяснение этому факту может быть только одно — наложение различных режимов развития земной коры. Указанные структурные элементы, по-видимому, первоначально развивались как срединные массивы, а затем преобразовались во впадины рифтового происхождения. В свою очередь над грабенами в этих структурах в мезозойско-кайнозойский этап получили развитие впадины: в первом случае — внутриплатформенная, во втором — внутриорогенная.

До сих пор нами анализировались лишь различия в развитии тех или иных групп структурных элементов. Однако определенный интерес представляет и рассмотрение признаков их сходства. С этой целью построен график, на котором отражено положение границ раздела в земной коре для всей совокупности структурных элементов. Ранжирование последних произведено по наиболее информативному параметру, которым является глубина залегания поверхности М (рис. 2).

Скопление точек, отвечающих мощности "базальтового" слоя, образует в поле графика фигуру веретенообразной формы с общей ориентировкой под углом 30° к оси ординат. Большая часть точек легла на ограничения этой фигуры; на концах ее расположены: ближе к началу координат — рифты срединно-океанических хребтов, а на дальнем конце — эпплатформенные орогены типа Северного Памира и Тянь-Шаня.

Точки, отвечающие всем остальным структурным элементам, оказались между срединно-океаническими рифтами и эпплатформенными

Тип земной коры		Подтип земной коры	Геотектонические области	Группы структурных элементов
Океанический		Современные геосинклинальные	Океанические	
			Собычной мощностью	Перикратоны Складчатые системы Тихого океана
Континентальный		Современные геосинклинальные	Собычной мощностью	Щиты, массивы Плиты Складчатые системы Тетиса
			Завершенной складчатости	Эпигеосинклинальные
Субеличной мощностью		Орогенные		Эпплатформенные



орогенами тянь-шаньского типа. По-видимому, срединно-океанические рифты и эпиплатформенные орогены — крайние звенья общей цепи всевозможных преобразований земной коры: первые можно понимать как крайнее выражение процесса деструкции земной коры, а вторые — как конечный итог процесса ее конструкции. В таком случае кривые, ограничивающие поле точек мощности "базальтового" слоя, по-видимому, в целом, дают представление о вероятных путях преобразования земной коры. В связи с этим большой интерес приобретает рассмотрение последовательности структурных элементов, вытекающей из приведенной диаграммы (см. рис. 2). Поскольку большая часть точек ложится на ограничения фигуры, можно думать, что мы имеем два принципиально возможных направления преобразования земной коры. Одно из них отвечает левой кривой ограничения, а другое — правой. В первом случае структурные элементы образуют последовательный ряд с относительно меньшей мощностью "базальтового" слоя, а во втором —

с относительно большей мощностью последнего. Прежде, чем перейти к характеристике полученных рядов структурных элементов, следует заметить, что в перечне структур возможны пропуски, обусловленные неполнотой выборки, принятой для анализа. Возможные пропуски видны на диаграмме и отмечаются в тексте.

Ряд структурных элементов с относительно меньшей мощностью "базальтового" слоя сверху вниз последовательно включает рифты срединно-океанических хребтов, пропуск, глубоководные впадины окраинных морей типа впадины Беринга, пропуск, глубоководные впадины внутренних морей типа Черного и Южно-Каспийского, молодые плиты — срединные массивы приподнятые и опущенные, складчатые системы Тетиса палеозойского возраста, орогенные впадины и эпиплатформенные орогены тяньшаньского типа.

Ряд структурных элементов с относительно большей мощностью "базальтового" слоя снизу вверх образует такую последовательность: эпиплатформенные орогены, эпигеосинклинальные орогены, древние платформы, складчатые системы Тихоокеанского побережья, глубоководные впадины внутренних морей типа моря Леванта, островные дуги типа Курильской, впадины глубоководных желобов, глубоководные впадины окраинных морей типа Охотской (Курильская или Южно-Охотская), океанические плиты, океанические хребты и рифты.

В чем же заключается смысл полученных рядов структурных элементов? В общем виде оба ряда отражают возможные пути становления или разрушения "базальтового" слоя земной коры. В известной мере они показывают временную соподчиненность структурных элементов (в особенности это характерно для первого ряда).

В основном полученные ряды все-таки характеризуют стадийность преобразования земной коры в зависимости от направления протекающих процессов в земной коре и особенно в мантии. В какой-то мере полученные ряды находятся в соответствии с теми принципиальными направлениями преобразования земной коры, которые намечены В. Е. Хаиным (1964). В таком случае первый полученный нами ряд отражает конструктивный тип развития, а второй — деструктивный. Нам кажется, что предложенный вариант трактовки полученных рядов показывает принципиальные пути развития земной коры. На самом деле конструктивный тип развития любого структурного элемента может измениться на деструктивный на любой ступени первого ряда или деструктивный тип развития может перейти в конструктивный на любой ступени второго ряда. Вероятность таких изменений в эволюции структурных элементов подтверждается тем фактом, что от основных линий на графике, с которыми связаны ряды, отходят боковые, побочные линии. С ними, вероятно, связано развитие особых групп структурных элементов, не укладываемых в вышеназванные ряды. При этом такие линии отмечаются как вне, так и внутри контура эволюционного "ствола" структур. Такие "ветви" от основных линий образуют массивы ранней консолидации, орогенные впадины, впадины рифтового происхождения, перикратонные впадины и др. Последние две группы дают "ветви" внутри эволюционного "ствола", а первые две группы отхо-

дят от левого ряда ("слепые" концы эволюции структурных элементов).

Таким образом, несмотря на общую тенденцию в развитии структурных элементов от рифтов к орогенам, по двум направлениям имеют место побочные "ветви", которые или слепо кончаются, или как бы соединяют основные ветви в средней части (впадины рифтового происхождения). Причины таких эволюционных "скачков" в развитии структурных элементов, вероятно, зарождаются уже в мантии и не рассматриваются в настоящей работе. Таким образом, мы приходим к мысли, что полученные ряды структурных элементов отражают их соподчиненность по условиям преобразования земной коры и по смыслу являются эволюционными.

Если исходить из полученной линейной связи между мощностью "базальтового" слоя и глубиной залегания поверхности М, а также пренебречь теми различиями в мощности "базальтового" слоя, на которых основывается выделение двух вышеотмеченных эволюционных рядов, можно наметить один общий эволюционный ряд структурных элементов, который включает рифты срединно-океанических хребтов, океанические плиты, глубоководные впадины окраинных морей, впадины глубоководных желобов, впадины внутренних морей, структурные элементы окраин континентов, структурные элементы областей завершённой складчатости — платформы молодые и древние, орогенные системы — эпигеосинклинальные и эпиплатформенные.

Заканчивая характеристику эволюционной диаграммы структурных элементов земной коры, следует еще раз подчеркнуть, что в диапазоне изменения ее общей мощности от 5 до 65 км укладываются все возможные структурные элементы в определенной последовательности в виде ряда от океанических к континентальным структурам. При этом каждая группа структурных элементов занимает в ряду четко фиксированное положение, определяющееся глубиной залегания поверхности М. С целью проверки этого на эволюционную диаграмму нанесены контрольные значения параметров: океанических рифтов, по данным Г. Б. Удинцева и В. И. Чернышевой (1970); впадин окраинных морей, по данным Д. Карига (1974) и Дж. Паккема и Д. Фалви (1974); впадин моря Леванта, по данным В. Н. Москаленко (1974). Контрольные точки подтверждают произведенное деление структурных элементов по группам, в основу которого положены особенности строения земной коры.

В заключение хотелось бы отметить, что последовательность выделенных групп структурных элементов в соответствии с эволюционной диаграммой отражает направленность процессов преобразования земной коры и указывает на потенциальную возможность генетического "перерождения" структурных элементов одной группы в другую. Естественно, что в полученном эволюционном ряду структурных элементов можно допускать известные пробелы, обусловленные недостаточной представительностью принятой выборки. В последующем, с привлечением новых материалов по глубинному строению других структурных элементов, эволюционный ряд может быть дополнен и уточнен.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука", 1966.
- Белоусов В.В.* Об эндогенных режимах материков. — "Геотектоника", 1974, № 3.
- Белоусов В.В., Косминская Н.П.* Строение и развитие переходных зон между материками и океанами. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия. М., "Наука", 1970.
- Беляевский Н.А.* Земная кора в пределах территории СССР. М., "Недра", 1974.
- Борисов А.А.* Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., "Недра", 1967.
- Вольвовский И.С.* Сейсмические параметры и структура земной коры СССР. М., "Недра", 1973.
- Деменицкая Р.М.* Кора и верхняя мантия Земли. М., "Недра", 1967.
- Кариб Д.* Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М., "Мир", 1974.
- Косминская И.П.* Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии. М., "Наука", 1968.
- Москаленко В.Н.* Строение земной коры глубоководной котловины моря Леванта. — "Геотектоника", 1974, № 4.
- Паккем Дж., Фалви Д.* Гипотеза образования окраинных морей западной части Тихого океана. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М., "Мир", 1974.
- Соллогуб В.Б.* Глубинные сейсмические исследования на Украине. — "Геофиз. сб. АН УССР", 1972, вып. 48.
- Удинцев Г.Б., Чернышева В.И.* Строение рифтовой зоны Индийского океана, ее место в мировой системе рифтов и значение для понимания процессов, протекающих в верхней мантии земли. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия. М., "Наука", 1970.
- Хаин В.Е.* Эволюция земной коры и возможные формы ее связи с процессами в верхней мантии. — "Сов. геол.", 1964, № 6.
- Чекунов А.В.* Структура земной коры и тектоника Юга Европейской части СССР. Киев, "Наукова думка", 1972.

ПРИРОДА ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Геофизические и геологические исследования последнего десятилетия принесли бесспорные доказательства существования значительных горизонтальных перемещений крупных блоков земной коры и спаянных с ними участков верхней мантии, т.е. литосферных плит (Новая глобальная тектоника, 1974; Initial Reports..., 1969—1974). Единственно возможным источником сил, приводящих в движение литосферные плиты и заставляющих их перемещаться по поверхности Земли на тысячи километров, являются движения в подстилающем плиты мантийном субстрате. О природе этих движений единого мнения среди специалистов не существует, хотя имеется уже много данных и убедительных теоретических соображений, свидетельствующих об их конвективном характере.

С другой стороны, в настоящее время становится все более очевидным, что геологическое развитие поверхностных оболочек Земли нельзя рассматривать в отрыве от ее общей эволюции как планетного тела и что эта эволюция происходит благодаря развитию тех глобальных процессов, которые в конечном итоге приводят к максимальному уменьшению потенциальной энергии Земли.

Наиболее мощный на Земле из всех таких процессов — это процесс гравитационной дифференциации мантийного вещества, приводящий к выделению и росту земного ядра, а также к возникновению в мантии интенсивных и крупномасштабных конвективных движений, являющихся в свою очередь непосредственной причиной тектонической активности литосферных плит (Сорохтин, 1974). В данной статье рассматриваются энергетика и возможная природа этого основного процесса, определяющего всю геологическую эволюцию Земли.

Согласно современным представлениям, Земля, как и другие планеты солнечной системы, образовалась за счет аккреции холодного вещества протопланетного газо-пылевого облака, некогда захваченного Солнцем (гипотеза О.Ю. Шмидта). Из этих представлений следует, что первичная Земля была однородной по составу, тогда как теперь она разделена на ядро, мантию и кору.

Состав верхней мантии современной Земли нам известен сравнительно неплохо. Так, исследования Л.В. Дмитриева (1973) убедительно показали, что, скорее всего, состав этой оболочки отвечает океаническим перцолитам.

Учитывая существование конвективного массообмена в мантии, можно предположить, что тот же состав имеют и более нижние горизонты.

В отношении состава ядра ясности значительно меньше. Экспериментальные данные, полученные в опытах с ударным сжатием силикатов, металлов и их окислов (Альтшулер, Кормер, 1961; Альтшулер и др., 1968; Альтшулер, Шарипджанов, 1971), а также квантовомеханические расчеты и теоретические построения (Salpeter, 1967; Birch, 1968) не подтвердили гипотезы перехода силикатов под влиянием высоких давлений и температур в состояния, отвечающие плотности вещества ядра Земли. Более того, эти данные убедительно показали, что в ядре Земли должно содержаться не менее 80–90% железа. Вероятнее всего, внешнее, жидкое, ядро имеет окисно-железный состав, а внутреннее, твердое, ядро состоит из железо-никелевого сплава (Сорохтин, 1971; Bullen, 1973; Сорохтин, 1974).

В современном земном ядре сосредоточена примерно треть всей массы нашей планеты. Выделение из первичной мантии такого объема вещества не могло не сказаться самым радикальным образом на глобальном развитии всей Земли в целом. Поэтому из условия однородности первичной Земли следует, что дальнейшая геологическая эволюция Земли, в том числе ее мантии и даже коры, всецело определяется процессом образования и составом земного ядра¹.

Процесс образования земного ядра должен был сопровождаться выделением огромной энергии. Для определения значения этой энергии Л.М. Наймарк совместно с автором статьи провели возможно более точный расчет потенциальных энергий современной и первичной Земли. В модели современной Земли принималось, что ее мантия по составу отвечает океаническому лерцолитам, внешнее ядро состоит из окиси железа — Fe_2O (или сплава $Fe \cdot FeO$), а внутреннее ядро — из сплава железа с никелем — $Fe_{0,9} \cdot Ni_{0,1}$. Распределение температур в мантии, начиная с глубин 100 км ($T_{100} = 1450^{\circ}C$), считалось адиабатическим, а в ядре — изотермическим². Принятая модель также полностью увязана с сейсмическими данными. Состав первичной Земли представлялся однородной смесью веществ из всех геосфер современной Земли. Распределение температуры принималось адиабатическим. При расчете использовались экспериментальные данные по ударному сжатию силикатов, металлов и их окислов, а также уравнения состояния рассматриваемых веществ при высоких давлениях и температурах.

Результаты расчетов показали, что образование земного ядра сопровождалось выделением энергии порядка $1,46 \cdot 10^{38}$ эрг. К этому зна-

¹ Аргументы в пользу того, что земное ядро существовало не изначально, а возникло после образования Земли и росло в течение всей жизни нашей планеты, приведены в работах автора (Сорохтин, 1972, 1974).

² Установление в ядре изотермического режима можно объяснить постепенным разогревом Земли за счет гравитационной дифференциации ее вещества и прогревом ядра с поверхности, а не из глубины.

чению необходимо добавить еще энергию распада находящихся в Земле радиоактивных элементов. Однако по современным данным эта энергия сравнительно мала (явно меньше $0,9 \cdot 10^{38}$ эрг) и, всего вероятнее, не превосходит $0,4 \cdot 10^{38}$ эрг.

Таким образом, можно принять, что за геологическую историю Земли в ее недрах выделилась суммарная энергия, примерно равная $1,86 \cdot 10^{38}$ эрг. Из этой энергии около $(0,7 \div 0,8) \cdot 10^{38}$ эрг потеряны Землей с ее тепловым излучением. Примерно $0,75 \cdot 10^{38}$ эрг ушло на дополнительное сжатие вещества в недрах Земли. Оставшаяся часть энергии, порядка $(0,3 \div 0,4) \cdot 10^{38}$ эрг, привела к разогреву Земли примерно на $500 \div 700^\circ\text{C}$. По-видимому, разогрев произошел на самой ранней стадии развития Земли (в первый миллиард лет ее жизни).

Вывод о значительном разогреве земных недр за время геологической эволюции Земли не противоречит факту существования магматических пород в раннем протерозое и архее, так как породы континентальной коры тех далеких эпох, как и в настоящее время, образовывались и переплавлялись в узких зонах генерации тепла, возникающего за счет трения поддвигаемых и надвигаемых литосферных плит в зонах Заварицкого—Беньоффа под геосинклинальными поясами Земли.

Энергию тектоно-магматических процессов, приведших к образованию континентальной коры, можно оценить, если учесть, что любой объем вещества этой коры в процессе ее образования так или иначе, но прошел через стадию переплавления. Принимая массу континентальной коры равной $2,25 \cdot 10^{25}$ г (Ронов, Ярошевский, 1967), среднюю температуру коры $\sim 300^\circ\text{C}$, теплоемкость коровых пород $\sim 0,3$ кал/г \cdot град, температуру плавления $\sim 800\text{--}1000^\circ\text{C}$ и теплоту плавления пород ~ 100 кал/г, можно найти, что в процессе образования континентальной коры выделилось энергии не более $(0,24 \div 0,3) \cdot 10^{36}$ эрг.

При поддвиге литосферных плит под геосинклинальные пояса Земли в них развиваются пластические деформации, приводящие к излому плит и их погружению в мантию. Всего за геологическую историю Земли под геосинклинальные пояса погрузилось около $1 \cdot 10^{27}$ см³ литосферных плит. Предел пластичности пород литосферы можно принять равным $(0,6 \div 1) \cdot 10^9$ дин/см² (Сорохтин, 1974). В этом случае только за счет пластических деформаций литосферных плит выделилось энергии около $(0,6 \div 1,0) \cdot 10^{36}$ эрг. Примерно столько же энергии должно было выделиться в зонах Заварицкого—Беньоффа за счет трения друг о друга поддвигаемых и надвигаемых плит. Следовательно, под всеми древними и современными геосинклиналями рассеялось около $(1,2 \div 2,0) \cdot 10^{36}$ эрг энергии. Однако большая часть этой энергии никак не проявилась на поверхности Земли, а была отведена вглубь погружающимися ветвями поддвигаемых плит и пошла на разогрев мантии (на поверхности Земли проявилась лишь та часть этой энергии, которая непосредственно была связана с процессом формирования континентальной коры, т.е. только $(0,24 \div 0,3) \cdot 10^{36}$ эрг).

К энергии тектоно-магматических процессов следует отнести и энергию, высвобождающуюся при выплавке в рифтовых зонах Земли базальтов второго ("базальтового") слоя океанической коры. Оценки показывают, что за время жизни Земли в ее рифтовых зонах выплавилось из мантии не менее $(5,5 \div 6,5) \cdot 10^{25}$ г базальтов¹, а следовательно, выделилось еще около $(1,1 \div 1,3) \cdot 10^{36}$ эрг энергии.

Таким образом, судя по приведенным оценкам, за геологическую историю Земли на развитие тектоно-магматических процессов в литосферных плитах ушло около $3 \cdot 10^{36}$ эрг энергии. Из этой полной энергии, однако, лишь небольшая часть связана с формированием континентальной ($\sim 0,3 \cdot 10^{36}$ эрг) и современной океанической ($\sim 0,03 \cdot 10^{36}$ эрг) коры.

Как видно из приведенных оценок, энергия гравитационной дифференциации Земли примерно в сорок раз превышает суммарную энергию тектоно-магматических процессов, развивавшихся в литосферных плитах с самых древних геологических периодов и до наших дней. Из этих же оценок следует, что гравитационная дифференциация Земли, приводящая к выделению и росту земного ядра, является самым мощным на Земле процессом, определяющим весь ход геологической эволюции нашей планеты.

Расслоение первоначально однородной Земли на окисно-железное ядро и остаточную силикатную оболочку показывает, что на планетной стадии развития Земли должен существовать и действовать эффективный механизм химико-плотностной дифференциации вещества мантии.

Природа этого механизма сегодня нам еще недостаточно ясна. Однако с большой долей вероятности можно считать, что в его основе лежит явление направленной физической диффузии окислов железа из силикатных кристаллов в межгранулярные пространства. Такая диффузия обязательно должна возникать под влиянием высоких давлений, если только сумма мольных объемов окислов железа и силикатов меньше мольного объема их смеси. Подобная ситуация в низах мантии вполне вероятна, поскольку под влиянием высоких давлений в железе должны происходить электронно-фазовые переходы, приводящие не только к уменьшению атомных радиусов железа, но и к изменению как стехиометрии, так и стереометрии его окислов (Сорохтин, 1971). В результате этого наиболее плотная упаковка окислов в таких условиях может достигаться лишь при разделении мантийного вещества на фракции (только этому случаю будет отвечать минимум внутренней энергии вещества).

В таких условиях на границе раздела фаз между мантией и жидким ядром (на его поверхности) неизбежно должна происходить гетерогенная реакция с развитием физической диффузии (с выжиманием) жидких окислов железа из мантийного вещества в ядро. Не исключено, что именно такой механизм разделения фаз и приводит в действие главный процесс развития Земли — процесс гравитационной дифферен-

¹ Большая часть этих базальтов по зонам Заварицкого-Беньоффа вновь погрузилась в мантию вместе с древними океаническими плитами. В современном втором слое океанической коры находится лишь около $1,4 \cdot 10^{24}$ г базальтов.

циации земного вещества на тяжелое окисно-железное ядро и остаточную силикатную мантию.

Очевидно, что пограничные слои мантии, прошедшие дифференциацию на поверхности ядра и сбросившие в ядро часть тяжелой фракции (окислов железа), должны стать легче окружающего их мантийного вещества, еще не успевшего пройти такую же дифференциацию. Такая ситуация приведет к возникновению гравитационной неустойчивости и к постепенному всплыванию более легких объемов вещества. На место всплывших объемов обязательно опустятся более тяжелые (еще не продифференцировавшие) объемы мантийного вещества, и процесс повторится вновь. Благодаря этому в мантии постепенно должны образоваться конвективные течения, охватывающие практически весь ее объем.

При этом неверно полагать, как это иногда делается, что продукты дифференциации будут выноситься по узким каналам только в верхнюю мантию и там собираться, в то время как нижняя мантия останется сложной первичным веществом, еще не прошедшим дифференциации на поверхности ядра. Простой расчет показывает, что если бы это было так, то в первичном земном веществе, а следовательно, и в нижней мантии концентрация железа достигала бы 65%. Но при этом масса Земли возросла бы более чем в 1,25 раза! Из этого примера видно, что в конвективном массообмене действительно должна участвовать вся мантия, а не только отдельные ее части.

Скорость развития конвективных движений определяется вязкостью мантийного вещества и возникающими в нем благодаря дифференциации перепадами плотности. Если бы скорость диффузии тяжелой фракции из мантии в ядро была достаточно большой, то весь процесс дифференциации закончился бы очень быстро — практически за один конвективный цикл. Однако вязкость нижней мантии очень велика ($\sim 10^{24} \div 10^{25}$ пз), поэтому следует ожидать, что эффективная скорость диффузии тяжелой фракции из пограничных слоев мантии в ядро будет малой. Если при этом скорости подъема более легких объемов мантийного вещества в восходящих потоках конвективных течений окажутся соизмеримыми или большими, чем скорость диффузии, то процесс дифференциации при каждом конвективном цикле окажется частичным. Это связано с тем, что увлеченное восходящим конвективным течением мантийное вещество будет сравнительно быстро выводиться из окрестностей ядра и поэтому оно не будет успевать полностью дифференцироваться на его поверхности.

При таком механизме дифференциации коэффициент полезного действия этого процесса определится отношением

$$K = \tau_c / (\tau_d + \tau_c),$$

где τ_d — эффективное время диффузии тяжелой фракции из некоторого объема вещества пограничного слоя мантии в ядро; τ_c — время экспозиции данного объема мантийного вещества на поверхности ядра.

Можно определить K независимым путем, если воспользоваться гипотезой совпадения тектоно-магматических циклов на поверхности Земли с конвективными циклами в ее мантии и учесть, что таких циклов было около 20, а концентрация окислов железа в первичном веществе (в пересчете на Fe_2O) достигала 36,4%, тогда как в современной мантии она равна 7,3% (Сорохтин, 1974). При этих условиях $K \approx 0,04$, и, следовательно, за каждый конвективный цикл в ядро должны переходить не все содержащиеся в мантии окислы железа, а только их малая часть, около $0,04 \cdot 36,4 \approx 1,5\%$. Поэтому химический состав вещества, прошедшего в данном цикле дифференциацию на поверхности ядра, лишь незначительно отличается от его состава до дифференциации (заметные изменения в составе мантии накапливаются постепенно за много циклов).

Температура нижней мантии, охваченной конвективными течениями, должна быть значительно более низкой (на $1000 \div 2000^\circ C$), чем температура плавления силикатов при соответствующих давлениях; поэтому вязкость вещества в нижней мантии очень высокая, порядка $10^{23} \div 10^{25}$ пз (Сорохтин, 1974). Энергетические оценки показывают, что средние температуры в восходящих и нисходящих конвективных потоках отличаются друг от друга не более чем на $50 \div 70^\circ C$. Как отмечалось, близок и химический состав вещества в этих потоках. Поэтому в пронизывающих нижнюю мантию восходящих и нисходящих конвективных потоках значения вязкости вещества не должны существенно отличаться друг от друга. Отсюда следует, что площади этих потоков также должны быть близкими.

При возникновении медленных конвективных течений, характерных для мантии Земли, их структура всегда формируется таким образом, чтобы работа сил вязкого трения, производимая этими течениями, была минимальной. Но это возможно лишь в тех случаях, когда площади поперечных сечений конвективных потоков максимальные. Данное условие накладывает жесткие ограничения на возможное число конвективных ячеек в мантии.

Если принять, что нижние ветви конвективных течений действительно замыкаются в тонком, пограничном с ядром, деятельном слое мантии, и учесть, что сама мантия разделяется на две геосферы с резко отличными значениями вязкости в них¹, то, согласно этому условию, в мантии могут возникать только два типа конвективных структур: одноячейчатая и двухячейчатая. Устойчивость каждой из них зависит только от отношения вязкостей вещества в верхней и нижней мантиях. В процессе тепловой эволюции Земли это отношение не оставалось постоянным, а периодически изменялось. В результате должны были перестраиваться и структуры конвективных потоков, последовательно сменяя друг друга. По-видимому, такими периодическими сменами конвективных структур в мантии (то одноячейчатая, то двухячейчатая структура и т.д.) можно объяснить периодические перестройки тектоно-магматических процессов на поверхности Земли (т.е. сами тектоно-магматические циклы) (Сорохтин, 1974).

¹ Вязкость верхней мантии $\approx 10^{20}$ пз, а нижней $\approx 10^{23} \div 10^{25}$ пз.

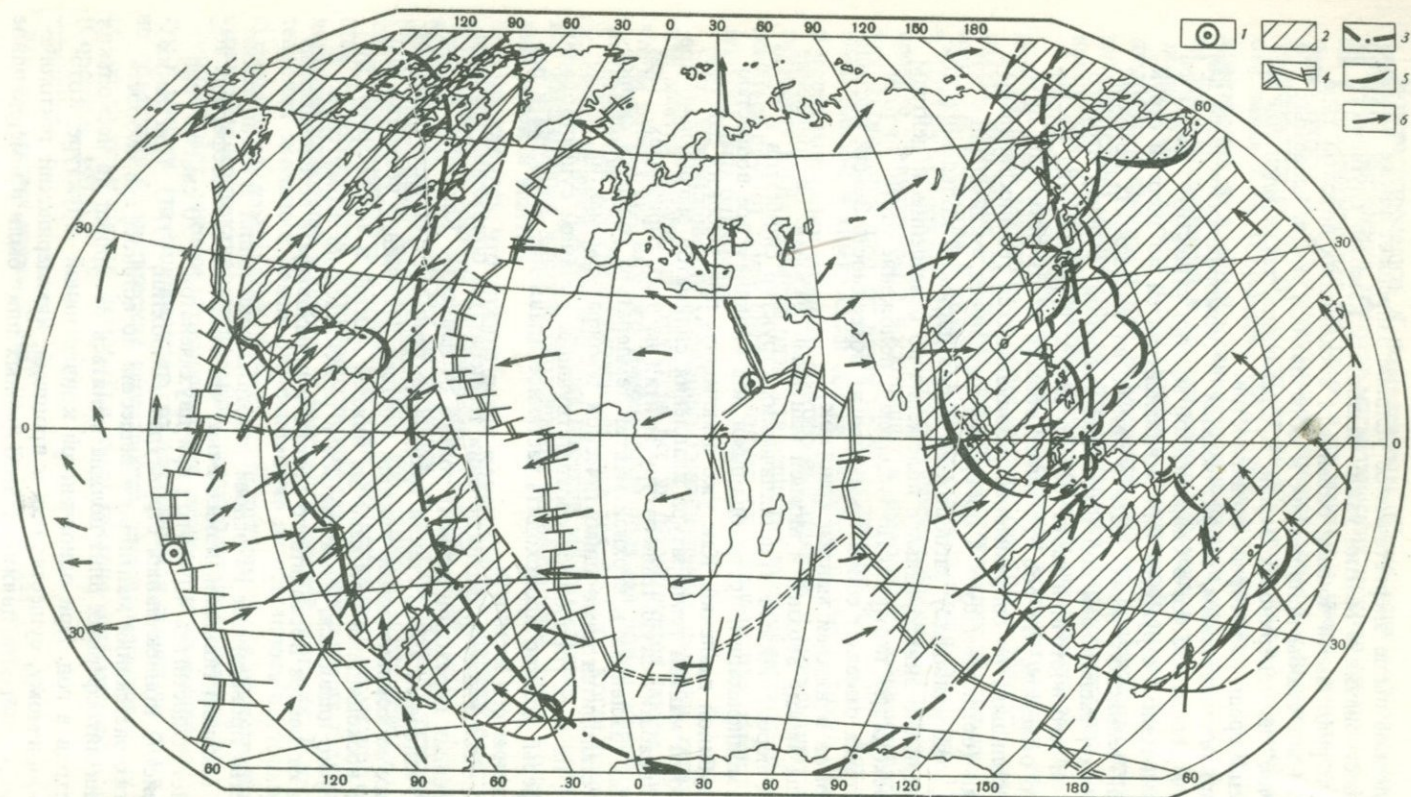
Приведенное выше энергетическое условие запрещает также возможность существования в мантии узких выводных каналов глубинного вещества под рифтовыми зонами океанов и восходящих потоков типа узких "струй", якобы приводящих к образованию так называемых "горячих точек" на поверхности Земли. К сожалению, такие идеи еще распространены среди некоторых специалистов.

Судя по геологическим, геофизическим и геоморфологическим данным, всего вероятнее, что в современной мантии существует двухячейстая конвективная структура или эквивалентная ей по энергии структура типа "теннисного мяча". Центр одного из восходящих потоков, по-видимому, расположен под Восточной Африкой, а центр второго потока — в юго-восточной части Тихого океана в районе о-ва Пасхи. Интересно отметить, что обе "горячие" области почти антиподы друг другу, а большинство современных развивающихся геосинклинальных зон Земли (островные дуги и побережья материков, окаймленные глубоководными желобами) расположено вдоль широкой кольцевого пояса, занимающего экваториальное положение по отношению к центрам обоих восходящих потоков. По-видимому, положение этого тектонического пояса отмечает собой проекцию на поверхность Земли нисходящих потоков в нижней мантии (рисунок).

Граница между верхней и нижней мантиями фазовая. Ее появление связано с перестройками кристаллических структур силикатов в более плотные модификации, происходящими под влиянием все возрастающих с глубиной давлений. Как уже отмечалось, при высоких давлениях в нижней мантии температура плавления силикатов значительно превышает адиабатическую температуру мантии на этих горизонтах. При умеренных давлениях в верхней мантии температура солидуса силикатов уже становится ниже адиабатической температуры мантии. Следовательно, на этих горизонтах, соответствующих уровням существования астеносферы, должно происходить частичное плавление вещества и резкое снижение его вязкости.

При адиабатическом распределении температуры положение границы полиморфных переходов зависит только от давления. Как показал Ферхуген (Verhoogen, 1965), такая граница не препятствует развитию пересекающих ее конвективных течений. Поэтому мантийное вещество, выносимое восходящими потоками из нижней мантии в астеносферу, будет частично плавиться, размягчаться и растекаться по этому слою в стороны от центра восходящего потока и образовывать астеносферные течения.

Расчеты, проведенные на основе гипотезы совпадения тектонических циклов с конвективными, показывают, что скорости астеносферных течений могут достигать 40 см/год при двухячейстой и 70 см/год при одноячейстой конвективных структурах (Сорохтин, 1974). При таких скоростях растекания мантийного вещества по астеносфере скорость движения литосферных плит должна меняться от единиц до нескольких сантиметров в год. При одноячейстой конвективной структуре, которая, по-видимому, существовала в прошлый, киммерийский тектонический цикл, скорости движения литосферных плит были примерно вдвое



Идеализированная схема вероятного расположения мантийных потоков в проекции на дневную поверхность

1 — центры восходящих потоков; 2 — области нисходящих потоков; 3 — линия, занимающая экваториальное положение по от-

ношению к центру восходящего потока под Восточной Африкой; 4 — рифтовые зоны Земли (трансформные разломы показаны условно); 5 — глубоководные желоба развивающихся и молодых геосинклинальных зон Земли; 6 — возможные направления астеносферных течений

выше современных. На рисунке изображены возможные направления современных астеносферных течений.

В теории тектоники литосферных плит под литосферой понимается земная кора вместе с подстилающим ее слоем охлажденного и полностью раскристаллизованного вещества мантии. В такой модели подошва литосферы однозначно определяется положением температурной поверхности солидуса мантийного вещества: выше этой поверхности все породы раскристаллизованы, ниже — мантийное вещество частично расплавлено.

Благодаря полной кристаллизации силикатов в литосфере эта земная оболочка приобретает свойства жесткого тела. Поэтому под влиянием астеносферных течений литосфера не должна растекаться, как жидкий, хоть и очень вязкий, слой. Если же механические напряжения, возникающие в литосфере под влиянием сил трения между движущимся астеносферным веществом и подошвой этой оболочки, превысят предел прочности (пластичности) пород, то произойдет раскол единой оболочки и возникнут литосферные плиты. Расчеты показывают, что астеносферные течения со скоростями порядка десятков сантиметров в год уже способны вызвать в литосфере напряжения, достаточные для ее разлома на отдельные плиты.

Образовавшиеся после раскола литосферы плиты далее будут перемещаться по поверхности Земли уже в соответствии с направлениями астеносферных течений и боковых давлений соседних плит.

На участках расхождения литосферных плит возникают рифтовые зоны Земли. В центре рифтовых долин обычно образуются постепенно расширяющиеся трещины, в которые под влиянием чисто архимедовых сил поднимаются протрузии мантийного вещества из астеносферы (точно так же, как вода поднимается и заполняет трещину в расколовшейся льдине). По мере охлаждения и кристаллизации поднявшегося вещества происходит латеральное наращивание и спаивание разошедшихся литосферных плит. При дальнейшем раздвижении плит новые расколы должны происходить строго по середине тела бывшей мантийной протрузии, так как именно в этом месте мощность молодой литосферы оказывается минимальной.

При таком механизме образования литосферных плит относительная скорость перемещения рифтовых зон автоматически всегда получается равной половине скорости взаимного раздвижения самих плит. В пространстве эти зоны всегда будут занимать строго срединное положение между краями разошедшихся плит, подобно тому как в морозный день узкая полынья всегда занимает строго срединное положение между краями медленно расходящихся фрагментов расколовшейся льдины.

Отличие процесса образования литосферных плит от процесса замерзания молодого льда в полынье между медленно расходящимися льдинами состоит лишь в том, что лед легче воды, а породы литосферы всегда тяжелее вещества астеносферы при одних и тех же давлениях (в частности, этим определяется положительная форма рельефа срединно-океанических хребтов (Сорохтин, 1974).

В местах сближения и сжатия литосферных плит, преимущественно (но не обязательно) располагающихся над нисходящими мантийными течениями, одна из литосферных плит поддвигается под другую, ломается и погружается в глубины мантии вдоль зон Заварицкого—Беньофа. В этих местах возникают сопряженные структуры глубоководных желобов с островными дугами и активными окраинами континентов.

Рассмотренная модель процесса образования и разрушения литосферных плит вместе с тем дает простой и естественный механизм образования земной коры. Согласно этой модели океаническая кора возникает в рифтовых зонах Земли за счет гидратации мантийных пород водами океана и базальтовых излияний по трещинам, дренирующим астеносферу под дном рифтовых долин. Континентальная кора формируется в геосинклинальных областях Земли благодаря дегидратации океанической коры поддвигаемой плиты в зоне ее контакта с надвигаемой плитой (в зоне Заварицкого—Беньофа), а также за счет магматической переработки, метаморфизма и деформаций фронтальных участков надвигаемой литосферной плиты (Сорохтин, 1974).

Таким образом, основные процессы, приводящие к тектонической активности литосферных плит, зарождаются на очень больших глубинах — на границе с земным ядром — и развиваются практически во всей толще силикатной оболочки Земли. Связь эндогенных геологических режимов с очень большими глубинами земного шара убедительно свидетельствует о возможности значительных горизонтальных перемещений материков и по сути является причиной существования дрейфа континентов.

ЛИТЕРАТУРА

- Альтшулер Л.В., Корнер С.Б. О внутреннем строении Земли. — "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1961, № 1.
- Альтшулер Л.В., Симаков Г.В., Трунин Р.Ф. К вопросу о химическом составе ядра Земли. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1968, № 1.
- Альтшулер Л.В., Шарипджанов И.И. О распределении железа в Земле и ее химической дифференциации. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1971, № 4.
- Дмитриев Л.В. Геохимия и петрология коренных пород срединно-океанических хребтов. Автореф. докт. дис. М., 1973. Новая глобальная тектоника. М., "Мир", 1974.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры. — "Геохимия", 1967, № 11.
- Сорохтин О.Г. Возможные физико-химические процессы образования ядра Земли. — ДАН СССР, 1971, т. 198, № 6.
- Сорохтин О.Г. Дифференциация вещества Земли и развитие тектонических процессов. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1972, № 7.
- Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М., "Наука", 1974.
- Birch F. On the possibility of large changes in the Earth's volume. — "Phys. Earth Planet Interiors", 1968, N 1.
- Bullen K. Cores of the terrestrial planets. — "Nature", 1973, v. 243, N 5402.
- Initial reports of the deep-sea drilling project, v. 1—28. Washington, 1969—1974.
- Salpeter E. Theoretical high-pressure equations of state including correlation energy. — "Phys. Res.", 1967, v. 158, N 3.
- Verhoogen J. Phase changes and convection in the Earth's mantle. — "Philos. Trans. Roy. Soc. London A", 1965, v. 258.

<i>Е.В. Павловский.</i> Земная кора континентов, ее становление и развитие	3
<i>В.Б. Соллогуб, А.В. Чекунов.</i> Строение земной коры и верхней мантии древних платформ	14
<i>В.В. Эз.</i> Глубинная тектоника континентальной коры	28
<i>Ю.П. Непрочнов, А.Г. Гайнанов, Е.Г. Мирлин.</i> Строение земной коры и геофизические поля глубоководных впадин внутриматериковых и окраинных морей	45
<i>Г.А. Кейльман, В.Б. Соколов, Е.И. Козырев, В.Н. Назаров, С.Г. Паняк.</i> О глубинном строении восточного склона Среднего Урала	58
<i>Г.В. Егоркина, Н.И. Халевин.</i> Глубинное строение офиолитовых поясов Армении и Урала по геофизическим данным	62
<i>Ш.А. Адамия, Б.К. Балавадзе, И.П. Гамкрелидзе, П.Д. Гамкрелидзе, П.Ш. Миндели, М.М. Рубинштейн, Г.Ш. Шенгелая.</i> Геолого-геофизические особенности строения коры и верхней мантии Черноморско-Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса	70
<i>Г.Д. Аджирей.</i> Роль гравитационно-термальных явлений в образовании геосинклинальной складчатости и шарьяжей	85
<i>Ю.А. Тараканов.</i> Источники крупнейших гравитационных аномалий	94
<i>Ю.Н. Авсюк.</i> Энергетическое проявление приливов на разных этапах геологического развития Земли	100
<i>Я.Б. Смирнов, Б.Г. Поляк.</i> Тепловой поток и некоторые энергетические аспекты геодинамики	106
<i>В.Н. Семов.</i> Соотношения основных границ раздела в земной коре и некоторые аспекты ее эволюции	118
<i>О.Г. Сорохтин.</i> Природа тектонической активности литосферных плит	131

УДК 551.24

Земная кора континентов, ее становление и развитие. Павловский Е.В. "Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии". М., "Наука", 1977 г., с. 3—13.

Обзор новых данных показывает конкретный путь сложного процесса становления гранитно-метаморфического слоя материков. Повторяемости событий за 4,5 млрд. лет земной истории не наблюдается. Начало образования гранитно-метаморфического слоя континентальной коры связано с появлением первых гранитоидов около 3,5 млрд. лет назад. Модификации этого процесса не завершены до настоящего времени, так же как и дальнейшее усложнение состава и структуры упомянутого слоя.

Библ. 51 назв.

УДК 550.3:551.24

Строение земной коры и верхней мантии древних платформ. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. "Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии". М., "Наука", 1977 г., с. 14—27.

Исследования консолидированного основания и верхней мантии древних платформ геолого-геофизическими методами позволяют высветить строение и состав наиболее глубоких и древних зон коры, сформировавшихся на самых ранних, начальных, стадиях ее становления — лунной, нуклеарной и протогоэосинклинальной.

Ил. 9. Библ. 17 назв.

УДК 551.24

Глубинная тектоника континентальной коры. Эз В.В. "Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии". М., "Наука", 1977 г., с. 28—44.

Рассматриваются вопросы взаимодействия различных эндогенных процессов в формировании строения глубинных зон коры на ранних этапах ее развития. Описаны особенности структуры глубоко метаморфизованных комплексов. Рассмотрен механизм тектонических деформаций в условиях метаморфизма, изменение строения толщ и пород в ходе больших деформаций и метаморфизма. Предлагается гипотеза взаимодействия тектонических и метаморфических процессов в ходе внутрикоровых движений конвективного типа.

Ил. 7. Библ. 22 назв.

УДК 550:311

Строение земной коры и геофизические поля глубоководных впадин внутриматериковых и окраинных морей. Непрочнов Ю.П., Гайнанов А.Г., Мирлин Е.Г. "Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии". М., "Наука", 1977 г., с. 45—57.

Проанализированы и обобщены сейсмические, магнитометрические и гравиметрические данные по глубоководным впадинам Черного, Средиземного, Японского, Охотского, Берингова, Карибского и Аравийского морей, Мексиканского и Бенгальского заливов. Глубоководные впадины имеют в основном сходные характеристики волнового поля. Кора состоит из осадочного слоя ($v = 1,6-5,0$ км/с) и слоя со скоростью 6,6—7,0 км/с. Мощности изменяются от 2 до 10—20 км для слоя осадков и от 4 до 12 км для нижнего слоя коры. Как осадочная толща, так и слой со скоростью 6,6—7,0 км/с характеризуются существенной вертикальной неоднородностью. Общая мощность коры 10—20 км.

Структура магнитного поля глубоководных впадин не может рассматриваться как типично океаническая, хотя в некоторых случаях признаки существования линейной структуры поля могут быть отмечены. Приводится характеристика аномального гравитационного поля в редукциях Фая, Буге и изостатической.

Табл. 1. Ил. 6. Библ. 33 назв.

УДК 551.24:550.83

О глубинном строении восточного склона Среднего Урала. Кейльман Г.А., Соколов В.Б., Козырев Е.И., Назаров В.Н., Паняк С.Г. "Глубинное строение". М., "Наука", 1977 г., с. 142.

строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии". М., "Наука", 1977 г., с. 58—61.

Геолого-геофизические исследования с использованием ряда сейсмических методов, проведенные на восточном склоне Среднего Урала, дали новую информацию о глубинном строении этого региона. Установлены сложное строение главных субгоризонтальных границ, дискретность развития "гранито-гнейсового" слоя, тесная связь формы и структуры "переходного" слоя с условиями залегания "базальтового" слоя. Впервые выделяются наклонные сейсмо-структурные зоны. С одной из систем наклонных отражающих площадок связано развитие гнейсово-мигматитовых комплексов. Другая система площадок, образующих относительно протяженные границы, фиксирует поверхности глубинных надвигов, с которыми, в частности, связаны гипербазитовые и габбро-гипербазитовые пояса.

Ил. 1. Библ. 6 назв.

УДК 551.241:550.83012(479.25+470.5)

Глубинное строение офиолитовых поясов Армении и Урала по геофизическим данным. Егоркина Г.В., Халевин Н.И. "Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии". М., "Наука", 1977., с. 62—69.

Рассмотрены некоторые особенности геофизических (в основном сейсмических) параметров и глубинного строения офиолитовых поясов Армении и Урала. Отмечены черты различия и сходства в геофизических характеристиках. Общим для глубинного строения этих поясов является приуроченность к ним глубинных разломов, нарушение в прослеживании границ в земной коре, более широкая представимость офиолитовых зон в глубоких частях земной коры, чем на дневной поверхности.

Ил. 4. Библ. 11 назв.

УДК 550.31:551.24

Геолого-геофизические особенности строения коры и верхней мантии Черноморско-Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Адамия Ш.А., Балавадзе Б.К., Гамкрелидзе И.П., Гамкрелидзе П.Д., Минделли П.Ш., Рубинштейн М.М., Шенгеляя Г.Ш. "Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии". М., "Наука", 1977 г., с. 70—84.

Обобщены данные геофизических исследований по глубинному строению территории Черного и Азовского морей, Центрального и Южного Каспия, Крыма и Кавказа. Установлено, что глубинное строение и особенности геофизических полей этой области находятся в тесной связи с историей ее тектонического развития и современными морфоструктурами.

Ил. 11. Библ. 47 назв.

УДК 551.24

Роль гравитационно-термальных явлений в образовании геосинклинальной складчатости и шарьяжей. Ажгирей Г.Д. "Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии". М., "Наука", 1977 г., с. 85—93.

Процессы, приводящие к деформациям в геосинклиналях, имеют прямую связь с процессами, происходящими не только в верхней, но и в нижней мантии Земли. Летучие вещества и термальная энергия подаются к земной поверхности по сверхглубинным зонам и представляют важный дополнительный фактор образования геосинклинальной складчатости и шарьяжей.

Ил. 2. Библ. 31 назв.

УДК 550.311+551.14/16+550.347.4/6

Источники крупнейших гравитационных аномалий. Тараканов Ю.А. "Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии". М., "Наука", 1977 г., с. 94—99

Определена глубина залегания центра масс пяти планетарных гравитационных аномалий, обнаруженных при слежении за движением спутников. По высоте гео-

ида, отклонениям отвеса и аномалиям силы тяжести в редукциях Фая и изостатической получено, что источники возмущения лежат в зоне фазовых переходов вещества мантии. Горизонтальные плотностные неоднородности могут быть связаны с вариациями температуры в зоне фазовых переходов.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 10 назв.

УДК 525.622

Энергетическое проявление приливов на разных этапах геологического развития Земли. А в с ю к Ю.Н. "Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии". М., "Наука", 1977 г., с. 100–105.

Современное значение теплопотерь приливов незначительно, но могло быть существенным при более близком взаимном расположении Земли и Луны. Скорость изменения расстояния Земля–Луна зависит от фазы запаздывания приливной деформации по отношению к вызывающей ее силе. Фаза запаздывания оценивается по добротности материала Земли. Из анализа работ по этому вопросу следует, что приливные деформации твердого тела Земли играют второстепенную роль в изменении расстояния Земля–Луна, основную роль играют приливы в гидросфере.

Ил. 2. Библ. 7 назв.

УДК 551.49:551.24

Тепловой поток и некоторые энергетические аспекты геодинамики. С м и р - н о в Я.Б., По л я к Б.Г. "Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии". М., "Наука", 1977 г., с. 106–117.

Создание правильной геодинамической модели развития мобильных поясов требует учета объективно определенных величин потерь глубинного тепла в этих структурах и анализа особенностей физико-химических процессов и теплопереноса в коре и мантии.

Ил. 5. Библ. 18 назв.

УДК 550.3

Соотношения основных границ раздела в земной коре и некоторые аспекты ее эволюции. С е м о в В.Н. "Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии". М., "Наука", 1977 г., с. 118–130.

На основе корреляционного анализа границ раздела в земной коре для ряда структурных элементов Юга СССР и некоторых других регионов произведена систематизация типов структур по особенностям глубинного строения. Установлена устойчивая прямая связь между глубиной залегания поверхности М и мощностью "базальтового" слоя. Выявленная зависимость позволяет автору прийти к заключению о существовании весьма вероятных двух эволюционных рядов структурных элементов и наметить возможные направления и условия перехода их друг в друга.

Ил. 2. Библ. 15 назв.

УДК 550.311:551.24

Природа тектонической активности литосферных плит. С о р о х т и н О.Г. "Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии". М., "Наука", 1977 г., с. 131–140.

Основным движущим механизмом геологической эволюции Земли является процесс гравитационной дифференциации земного вещества, приводящий к разделению Земли на плотное окисно-железное ядро и остаточную силикатную оболочку. Этот процесс сопровождается выделением огромной энергии, значительно превышающей энергию тектоно-магматических процессов, и приводит к возникновению в мантии плотностной конвекции. Тектоно-магматическая активность литосферных плит определяется интенсивностью их деформаций, происходящих при крупномасштабных перемещениях литосферных плит по поверхности Земли. Причиной перемещения плит являются астеносферные течения, представляющие собой верхнюю горизонтальную ветвь глобальных конвективных движений мантийного вещества, охватывающих всю мантию Земли.

Ил. 1. Библ. 14 назв.

1 р. 10 к.

2265