

К.Ф.ТЯПКИН

физика

The logo features a stylized globe composed of horizontal lines forming latitude and longitude. An eye is positioned in the center of the globe. Below the globe, the word 'ЗЕМЛЯ' is written in a bold, blocky font where each letter is a separate block.

*Утверждено Министерством образования
Украины в качестве учебника для студентов
геологических специальностей высших учебных
заведений*

Киев
«Вища школа»
1998

УДК 551.24:550.83 (075.8)

ББК 26.21я73

Т99

Р е ц е н з е н т ы: академик АН высшей школы Украины Г.Т. Продайчук (Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, г. Киев), д-р физ.-мат. наук Г.Я. Голиздр (Национальная горная академия Украины, г. Днепропетровск)

Редакция литературы по АПК и естественным наукам

Редактор Н.А. Серебрякова

Учебник издан за счет благотворительных средств разноотраслевого МП «Константа», АТЗГ «Интер-контакт», ЧП «Интеграл» и др.

Тяпкин К.Ф.

Т99

Физика Земли: Учебник. — К.: Вища шк., 1998. 312 с.: ил.

ISBN 5-11-004773-1

Приведены современные данные о строении и физических полях Земли, рассмотрены сейсмогеологическая, геоэлектрическая, плотностная и магнитная модели тектоносферы, изложена Новая рогационная гипотеза структурообразования в тектоносфере, основанная на предложенной автором новой модели изостазии Земли. Показан единый механизм деформации тектоносферы и формирования физических полей Земли.

В учебнике отражены современные представления отечественных и зарубежных ученых в области наук о Земле. Значительная его часть составлена по результатам исследований автора, опубликованным в 1992–1997 гг. в Международном геофизическом журнале. Краткость изложения восполняется обширным списком литературы.

Для студентов геологических специальностей высших учебных заведений.

ББК 26.21я73

ISBN 5-11-004773-1

© К.Ф. Тяпкин, 1998

*Посвящается 100-летию
Национальной горной Академии
Украины (Днепропетровский
горный институт)*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В основу настоящего учебника положен курс лекций, читаемый автором в течение последних десяти лет в Национальной горной академии Украины для студентов геологической и геофизической специальностей. Курс охватывает проблемы внутреннего строения Земли и соответствующие ему физические поля. Наибольшее внимание уделено физическим моделям тектоносферы: сейсмогеологической, геоэлектрической, плотностной и магнитной.

Курс предназначен для подготовки студентов к пониманию тектонических процессов, протекающих в самой верхней оболочке Земли, именуемой тектоносферой, без знания которых практически невозможно прогнозирование месторождений полезных ископаемых. В связи с этим в курсе излагается Новая ротационная гипотеза структурообразования в тектоносфере и основные следствия, вытекающие из нее.

Особенностями изложения материала настоящего учебника является, во-первых, целенаправленный отбор материала в современной отечественной и зарубежной литературе. Предпочтение отдано данным, необходимым для понимания процессов структурообразования в тектоносфере, за счет изменения ротационного режима Земли. Во-вторых, предлагается авторская оценка противоречивых представлений, а таковых в наше время в научной литературе накопилось немало. В качестве примеров можно назвать представления: о вертикальной отдельности и горизонтальной расслоенности верхней части тектоносферы, наличии гипотетической астеносферы и возможностях геофизических методов выявлять и изучать эти особенности; об определенном противопоставлении «континентальной» и «океанической» земной коры; о роли «внешних» и «внутренних» сил в процессе тектогенеза.

Форма изложения выбрана сжатой. Краткость изложения частично компенсируется довольно обширным списком литературы, ссылки на которую помогут желающим найти более подробное описание рассматриваемых положений или доказательства справедливости приводимых нетрадиционных представлений.

Учебник предназначен для студентов геологических специальностей высших учебных заведений.

Раздел 1

ЗЕМЛЯ И КОСМОС

1.1. Галактика и космические поля

Галактика. В настоящее время астрономы устанавливают миллионы звездных скоплений типа нашей Галактики, определенным образом расположенных во Вселенной [82]. Мир галактик оказался удивительно разнообразен по форме и размерам. Так, Э. Хаббл делит их на 3 типа: эллиптические, спиральные и неправильные. Абсолютное большинство (80 %) среди нескольких тысяч ярчайших галактик относится к типу спиральных. К этому же типу относится и наша Галактика (Млечный Путь), имеющая размеры: диаметр — 100 000 световых лет (30 кпк или 10^{18} км), толщина — около 10 000 световых лет.

Из расчетов следует, что общее число звезд в нашей Галактике достигает 100 млрд, одной из которых является Солнце. Установлено, что в районе Солнца каждая вторая звезда является двойной. Имеются системы из трех, четырех и более звезд. В Галактике обнаружены и более сложные звездные системы — рассеянные и шаровые скопления, состоящие из совокупности звезд от нескольких десятков до нескольких тысяч. Около 100 миллиардов звезд Галактики составляют 98 % ее массы. Остальные 2 % вещества находятся в распыленном состоянии в виде газа и межзвездной пыли. Большая часть этого вещества скапливается в огромные облака — галактические туманности. В основном эти облака сосредоточены вблизи галактической плоскости.

На рис. 1, *a*, заимствованном нами из [82], схематически изображено распределение звездных объектов в пределах Галактики «с ребра». Кружочки соответствуют шаровым скоплениям. Положение Солнца отмечено крестиком (см. рис. 1, *b*). В системе Галактики условно выделяют ядро и пять разновозрастных подсистем (см. рис. 1, *a*). Почти 95 % массы Галактики сосредоточено вблизи галактической плоскости. При удалении от нее число звезд в единице объема резко убывает. На долю сферической составляющей, образующей корону Галактики, приходится всего

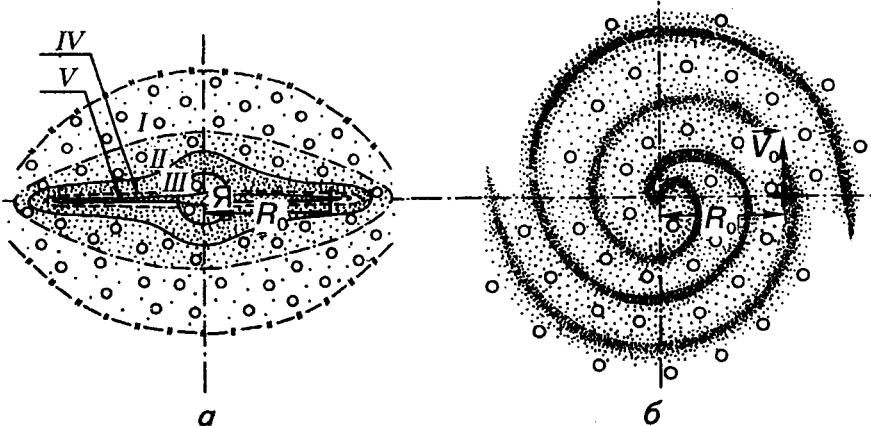


Рис. 1. Схема распределения звезд и шаровых скоплений Галактики в двух проекциях. Подсистемы Галактики:

I — сферическая (гало); II — промежуточная сферическая; III — диск; IV — старая плоская; V — молодая плоская; Я — ядро

около 5 % массы вещества. Линейные размеры ядра Галактики порядка 4 000 световых лет. Ядро Галактики является источником мощного радиоизлучения. Из центра Галактики исходит также гамма-излучение с энергией квантов порядка 0,5 МэВ.

В плоскости Галактики распределение звездных скоплений имеет достаточно ярко выраженный спиральный характер (см. рис. 1, б): от центральной области диска к периферии отходят спиральные ветви, в которых преимущественно сконцентрированы наиболее яркие звезды Галактики. Спиральные ветви Галактики — это волны плотности, распространяющиеся по галактическому диску.

Многие пространственные масштабы Галактики, а вместе с ними ее крупномасштабные характеристики зависят от принятого расстояния от Солнца до ее центра R_0 . Часто используют рекомендованное Международным астрономическим союзом значение $R_0 = 10$ кпк. Обзор многочисленных определений R_0 различными методами свидетельствует, что большинство из них дают оценки R_0 близкие к 8,5 кпк [116]. Динамические характеристики Галактики зависят от принимаемой круговой скорости ее вращения V_0 на расстоянии R_0 и имеют величину порядка 25 км/(с·кпк).

Галактика вращается дифференциально. Угловая скорость убывает от центра к периферии. Поэтому всякое заметное в мас-

штабе Галактики структурное образование должно деформироваться и в конечном итоге «размываться» в течение 2-3 галактических лет.

По современным представлениям [15], спиральные волны плотности могут вращаться с постоянной угловой скоростью так, что их форма не деформируется вследствие дифференциального вращения диска. Угловую скорость вращения спирального узора исследователи оценивают по-разному. Наиболее вероятным представляется ее значение порядка $24 \text{ км}/(\text{с}\cdot\text{кpc})$.

Солнечная орбита. П.П. Паренаго [143], детально изучивший перемещение Солнца в Галактике, установил следующее. Наряду с движением Солнца вокруг центральных масс Галактики по орбите, близкой к эллиптической, плоскость этой орбиты вращается вокруг центра Галактики в направлении, обратном направлению движения Солнца. Это обратное смещение за время между двумя последовательными прохождениями Солнца через перигалактий (или апогалактий)¹, так называемый аномалистический период галактического движения Солнца, достигает 61° . Аномалистический период равен $176 \cdot 10^6$ лет. Момент последнего прохождения Солнца через апогалактий был $76 \cdot 10^6$ лет тому назад. Расстояние от центра Галактики в перигалактии $R_1 = 7,12 \text{ кpc}$, а в апогалактии $R_2 = 8,59 \text{ кpc}$; среднее расстояние $R_0 = 7,86 \text{ кpc}$, расстояние в настоящее время — $7,2 \text{ кpc}$. Линейная скорость в перигалактии $250 \text{ км}/\text{с}$, в апогалактии — $207 \text{ км}/\text{с}$. Правильные периодические изменения скорости галактического движения Солнца должны отражаться на движении планет и, в частности, на движении Земли и Луны.

Для наших целей существенное значение имеет длительность галактического года. Если принять значения V_0 и R_0 , рекомендованные Международным астрономическим союзом, то галактический год получается близким к $240 \cdot 10^6$ лет. Отдавая предпочтение данным П.П. Паренаго, в дальнейшем будем принимать галактический год в пределах круглых чисел $(200 \pm 20) \cdot 10^6$ лет.

Для решения ряда теоретических проблем важно получить ответ на вопрос: оставался ли галактический год на протяжении 4-5 млрд лет постоянным или изменялся, а если изменялся, то как? Ответ на этот вопрос в значительной мере зависит от сведений об изменении относительного положения солнечной системы в Галактике в течение этого времени. К сожале-

¹ Перигалактий — наименьшее расстояние от центра Галактики до Солнца, апогалактий — наибольшее расстояние между ними.

нию, такими сведениями исследователи в настоящее время не располагают.

Магнитные поля Галактики. Изучая Вселенную в больших масштабах, ученые обнаружили в межзвездном пространстве магнитное поле, несомненно существующее во всем галактическом диске. Магнитные поля (и их неизменный спутник – быстрые частицы) обнаруживаются во Вселенной везде, где только есть возможность их обнаружить.

В результате изучения поляризации света звезд установлено, что в Галактике имеется магнитное поле, силовые линии которого параллельны плоскости Млечного Пути и направлены вдоль ее спиральных ветвей. Индукция магнитного поля в межзвездном пространстве неодинаковая [77]. Она характеризуется средним значением порядка 1 нТл. Верхний предел индукции магнитного поля в районах созвездий Кассиопеи, Тельца и Стрельца 1 ... 4 нТл, в Крабовидной туманности \sim 50 нТл.

По представлениям Е. Паркера [145], в астрофизических условиях магнитное поле подобно «организму», питающемуся энергией, которую он черпает из звезд и галактик. Это небольшое количество энергии под влиянием слабого начального поля расходуется на возбуждение нового магнитного поля и именно этот малый расход вызывает непрекращающуюся активность в солнечной системе, Галактике, Вселенной. Магнитные поля создаются благодаря движениям непрерывной среды. Они неизменно порождают сложные проявления активности, которые иначе не могли бы возникать. Как только на возбуждение поля затрачена энергия, появляются почти безграничные возможности для дальнейшего развития активных процессов. Солнечные пятна, вспышки, протуберанцы – вот некоторые проявления активности на Солнце. Квазипериодические колебания солнечной активности с характерными периодами в 11 и 22 года – явление магнитного происхождения. Хотя солнечные магнитные поля вызывают эффекты, качественно влияющие на околосолнечное пространство и Землю, на их возбуждение расходуется 10^{-4} полной мощности Солнца.

Солнце – звезда среднего возраста, ничем не выделяется среди других звезд Галактики. Магнитное поле Солнца характеризуется индукцией порядка $(1...2)\cdot 10^{-4}$ Тл. В настоящее время открыто более 200 магнитных звезд, обладающих полями $(1...340)\cdot 10^{-2}$ Тл. Существуют плотные вырожденные звезды, обладающие мощными магнитными полями. Например, на «белых карликах» обнаружены магнитные поля индукцией 10^2 – 10^3 Тл. Пульсары обладают магнитными полями, индукция которых достигает 10^8 Тл [145].

1.2. Солнце и Солнечная система

Солнце. Солнце – одна из звезд Галактики, вокруг которой вращаются девять планет, включая Землю. Среднее расстояние от Земли до Солнца, составляющее $149,6 \cdot 10^6$ км, часто принимают в качестве астрономической единицы (а.е.) для измерения расстояний в космосе. Радиус Солнца составляет $696 \cdot 10^3$ км или 109 радиусов Земли, масса – $1,99 \cdot 10^{33}$ г или $332 \cdot 10^3$ масс Земли, средняя плотность – $1,41 \text{ г}/\text{см}^3$ или 0,256 средней плотности Земли. Сила гравитации на поверхности Солнца в 28 раз больше силы гравитации на поверхности Земли.

Солнце – это огромный раскаленный газовый шар, вращающийся в том же направлении, что и Земля. Вращение Солнца неравномерно – на экваторе значительно быстрее, чем у полюсов. Период вращения Солнца у экватора составляет около 25 сут, у полюсов – 33 сут. Одной из особенностей Солнца является наличие на его поверхности пятен. Солнечные пятна представляют собой выход мощных «жгутов» – трубок магнитных силовых линий. Напряженность магнитного поля в крупных пятнах достигает $240 \text{ кA}/\text{м}$. Большинство крупных солнечных пятен биполярны. В образовании и размещении пятен на Солнце наблюдается 11-летний цикл, по истечении которого полярность пятен в разных полушариях меняется на обратную. Полный цикл пятнообразования на Солнце составляет 22 года. По справедливому замечанию И.Д. Зосимович [73], существование связи между процессами на Солнце и явлениями на Земле стало очевидным после того, как было установлено, что в вариациях земного магнитного поля проявляется та же цикличность, которая наблюдается и в числе солнечных пятен.

Наряду с магнитным полем солнечных пятен, Солнце, по-видимому, имеет и дипольную компоненту, обусловленную ее общим вращением. Однако индукция его невелика и вряд ли превышает несколько единиц 10^{-4} Тл в районе полюсов. Наблюдаемое излучение Солнца возникает в относительно тонком (порядка 700 км) внешнем слое, называемом *фотосферой*. Его эффективная температура порядка 6000 К. Температура внутри Солнца превышает 10^7 К.

Кроме спокойного свечения на Солнце наблюдаются отдельные вспышки. Считают [241], что они представляют собой «разряды», обусловленные переменными полями в областях солнечных пятен. Солнечную радиацию в целом условно можно разделить на два типа: электромагнитные волны и заряженные час-

тицы. Электромагнитные волны представляют собой ультрафиолетовые лучи, видимый свет и радиоволны. Заряженные частицы образуют так называемый солнечный ветер, скорость которого вблизи Земли достигает 400 км/с при концентрации частиц 1...10 протонов/см³. Потоки плазмы солнечного ветра увлекают за собой в межпланетное пространство и солнечные магнитные поля. Индукция этих полей вблизи орбиты Земли составляет около 5 нТл.

Общее количество энергии, излучаемой Солнцем в 1 с, составляет $3,86 \cdot 10^{21}$ Дж. На долю Земли приходится одна двухмиллионная ее часть. Тем не менее за год Земля получает $6,1 \cdot 10^{24}$ Дж, а за галактический год — $1,22 \cdot 10^{33}$ Дж. Этой энергии вполне хватает для обеспечения протекания любых тектонических явлений на Земле.

Планеты Солнечной системы. Планеты Солнечной системы принято делить на внутренние — Меркурий, Венера, Земля, Марс, и внешние — Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон. Для внутренних планет характерны сравнительно небольшие диаметр и сжатие; для внешних, за исключением Плутона, геометрические размеры и сжатие — большие. В табл. 1 приведены основные параметры перечисленных выше планет. Касаясь других их характеристик, в частности магнитных полей, добавим следующее [180].

М е р к у р и й. Очевидно имеет дипольное магнитное поле, силовые линии которого направлены примерно вдоль оси вращения планеты. Индукция поля на поверхности планеты находится в пределах 350—700 нТл, что составляет 1 % напряженности магнитного поля на поверхности Земли. Полярность магнитного поля Меркурия совпадает с полярностью магнитного поля Земли.

В е н е р а. Магнитное поле, если и существует, то по крайней мере в 10^4 слабее земного. Объясняют это малой скоростью ее вращения. Для Венеры характерна плотная атмосфера, наблюдаемые верхние слои которой испытывают глобальное вращение в направлении, обратном вращению планеты, с периодом порядка 4 сут. Природа этого явления пока не нашла объяснения.

М а р с . Обладает магнитным полем, индукция которого на экваторе достигает ~64 нТл. Полярность обратная земной. Угол между осью диполя и осью вращения ~15°. Ось вращения Марса, в отличие от земной, меняет угол своего наклона на ~20° с периодом 10^5 и 10^6 лет. Одной из особенностей Марса является наблюдаемые на нем мощные пылевые бури, имеющие планетарный характер. Для образования пылевой бури необходима скорость ветра у поверхности свыше 150 км/ч.

Таблица 1. Основные параметры планет Солнечной системы

Параметр	Меркурий	Венера	Земля	Марс	Юпитер	Сатурн	Уран	Нептун	Плутон
Среднее расстояние от Солнца, млн км	57,9	108,2	149,6	227,9	778,3	1427	2870	4497	5900
Период обращения, сут.	88	224,7	365,26	687,0	$4,33 \cdot 10^3$	$10,76 \cdot 10^3$	$30,68 \cdot 10^3$	$60,19 \cdot 10^3$	$91,0 \cdot 10^3$
Период вращения, сут.	58,6	243 (обр.)	1	1,026	0,410	0,426 (обр.)	0,448 (обр.)	0,658	6,4
Угол наклона оси	28°	3°	23° 27'	23° 59'	3° 05'	26° 44'	82° 5'	28° 48'	—
Угол наклона орбиты к эллиптике	7° 0'	3° 24'	0°	1° 51'	1° 18'	2° 29'	0° 46'	1° 46'	17° 08'
Средний радиус, тыс. км	2,439	6,05	6,371	3,39	69,72	57,9	24,54	25,0	1,8
Масса, ед. массы Земли	0,055	0,815	1	0,108	317,9	95,2	14,6	17,2	0,1
Объем, ед. объема Земли	0,06	0,88	1	0,15	1316	755	67	57	0,1
Средняя плотность, г/см ³	5,4	5,2	5,52	3,9	1,3	0,7	1,2	1,7	—
Сжатие, отн. ед.	0	0	0,003	0,009	0,06	0,1	0,06	0,02	—
Сила тяжести, ед. с.г. на Земле	0,37	0,88	1	0,38	2,64	1,15	1,17	1,17	—

Ю п и т е р . Магнитное поле дипольное, полярность противоположна земной. Ось диполя наклонена к оси вращения на $10^{\circ}8$ и смещена от центра планеты на расстояние 700 км. Индукция магнитного поля в верхней части облачного слоя меняется от $3 \cdot 10^{-4}$ до $14 \cdot 10^{-4}$ Тл. Вблизи поверхности планеты поле становится более сложным: появляются квадрупольные и октопольные компоненты. Особенностью Юпитера является неравномерность вращения отдельных его частей: вблизи экватора «детали» вращаются с периодом 9 ч 50 мин. 30 с, а в высоких широтах — 9 ч 55 мин 41 с. Это расхождение объясняют крупномасштабными изменениями юпитерианских ветров.

1.3. Основные параметры и ротационный режим системы Земля — Луна

Земля. Землю и ее спутник Луну можно рассматривать в качестве двойной планеты, вращающейся вокруг общего центра. Ниже приведены их основные параметры [28, 180, 182].

Масса Земли — $5,976 \cdot 10^{27}$ г, объем — $1,083 \cdot 10^{27}$ см³. Реальная форма Земли очень сложна. В первом приближении ее можно считать эллипсоидом вращения (рис. 2). Экваториальный радиус земного эллипса $a_1 = 6,378160 \cdot 10^3$ км, полярный радиус $a_3 = 6,356778 \cdot 10^3$ км, радиус равновеликого шара $a = 6,371023 \cdot 10^3$ км. Сжатие земного эллипса $\epsilon = (a_1 - a_3)/a_1 = 0,00335292 = (298,247)^{-1}$.

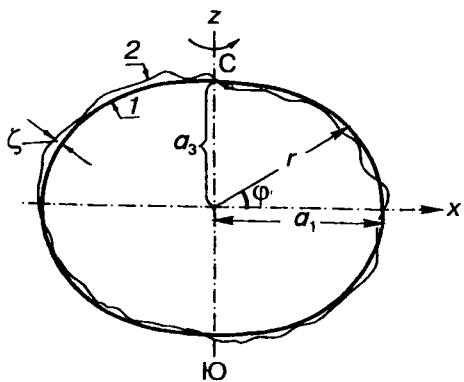


Рис. 2. К определению формы Земли:

1 — земной эллипсоид; 2 — геоид; ζ — превышения геоида над эллипсоидом

Уравнение земного эллипса можно записать в виде

$$r = a_1 (1 - \epsilon \sin^2 \varphi), \quad (1)$$

где r и φ — полярные координаты точек земного эллипса.

В качестве следующего приближения к реальной форме Земли принимают *геоид*. Геоид представляет собой одну из уровенных поверхностей гравитационного потенциала Земли, совпадающую с невозму-

щенной поверхностью морей и океанов, продолженную под континенты. Эта поверхность наиболее близко совпадает с земным эллипсоидом, отклоняясь от него не более чем на 120 м. В геодезической практике геоид используется для восстановления истинной поверхности Земли.

Геоид обычно характеризуется отклонениями от земного эллипсоида (референц-эллипсоида). Их можно определить несколькими способами: 1) по аномалиям гравитационного поля (будет рассмотрено ниже); 2) путем изучения особенностей траекторий движения искусственных спутников Земли; 3) на морях и океанах путем прямого измерения расстояний с помощью лазерного альтиметра, установленного на искусственном спутнике Земли, орбита которого известна. На рис. 3 приведена схема одной из карт высот геоида, полученная вторым способом, на рис. 4, *a*, *b* – выкопировки из карт высот геоида одного и того же участка Земли, полученные соответственно вторым и третьим способами. Из сопоставления рис. 4, *a* и 4, *b* достаточно наглядно видна более высокая точность определения отклонений высот геоида третьим способом.

Из других параметров Земли назовем геоцентрическую гравитационную постоянную и моменты инерции. Геоцентрическая гравитационная постоянная, представляющая собой произведение гравитационной постоянной f на массу Земли, включая ее атмосферу, m ,

$$fm = (3,98603 \pm 0,00003) \cdot 10^{14} \text{ м}^3/\text{с}^2.$$

Моменты инерции: экваториальный $A = 8,042 \cdot 10^{44}$ г·см²; полярный $C = 8,068 \cdot 10^{44}$ г·см², средний $I = 1/3 (2A + C)$.

Моменты инерции необходимы для изучения внутреннего строения Земли.

Ротационный режим Земли. Рассмотрим четыре параметра ротационного режима Земли: прецессию и нутацию земной оси вращения, изменение положения оси вращения (полюсов) по отношению к земной поверхности и изменение угловой скорости вращения Земли ω .

Вследствие сжатия фигуры Земли и притяжения Солнца и Луны земная ось с периодом около $26 \cdot 10^3$ лет описывает конус, угол полураствора которого равен $23^\circ,5$. Это явление называют *прецессией земной оси*. Прецессия определяется величиной $H = (C - A)/C$, получившей название *динамического сжатия* (постоянной прецессии). Из наблюдений и соответствующей динамической теории следует, что $H = 0,003273$. Если бы Земля бы-

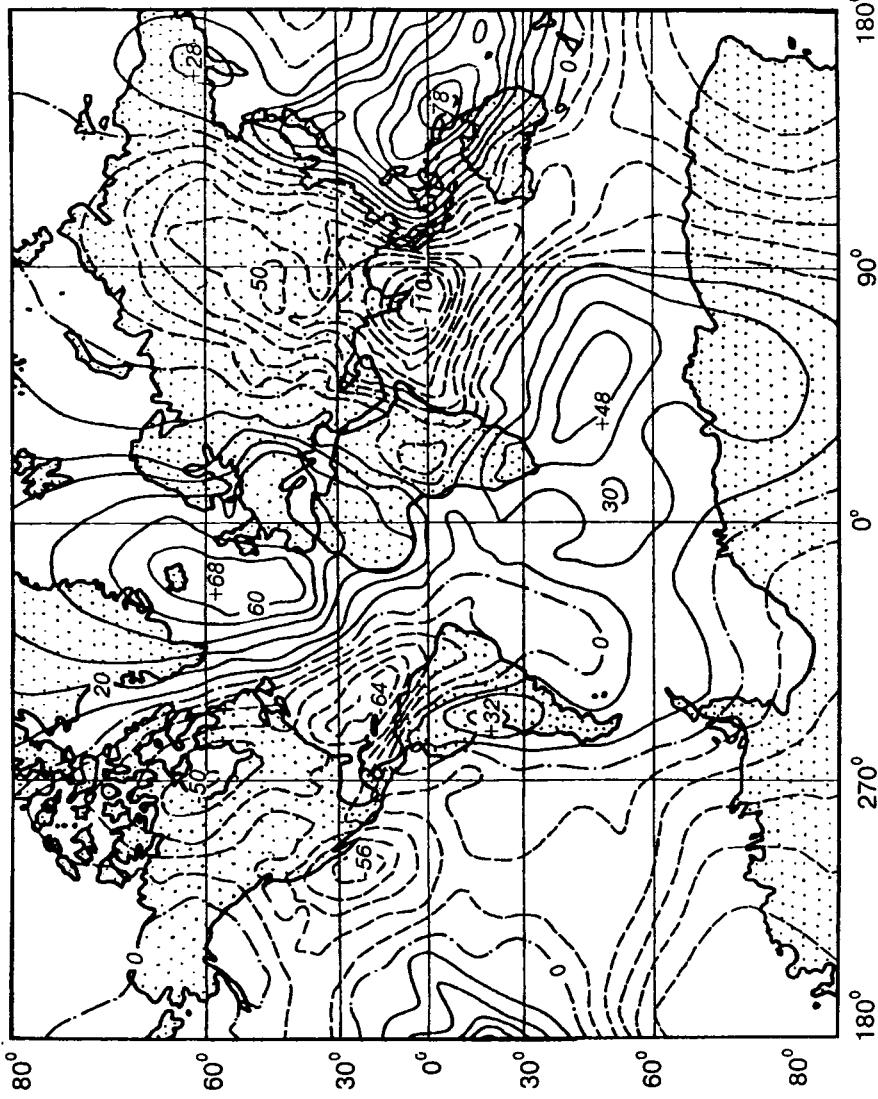


Рис. 3. Схема геоида, соответствующего модели GEM-10C (упрощена автором). Оцифровка изолиний высот геоида в метрах

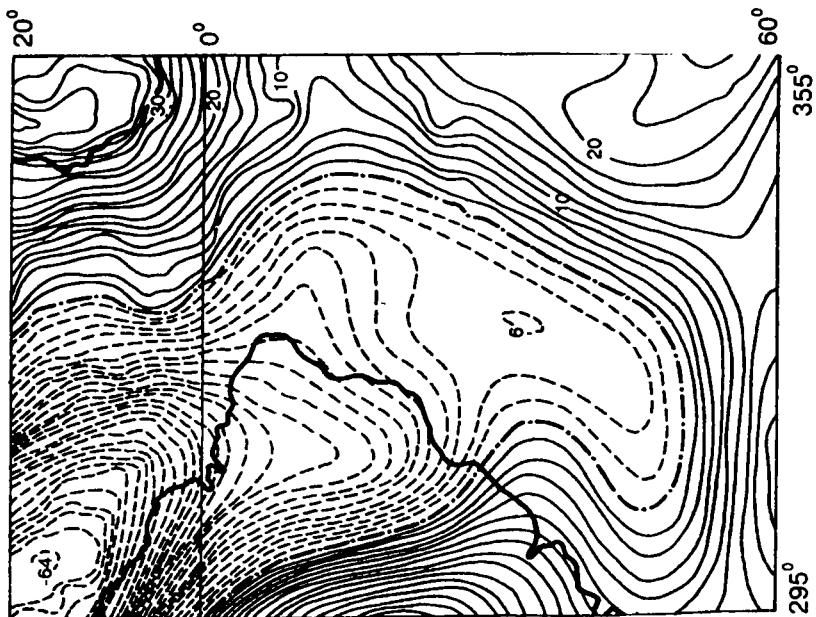
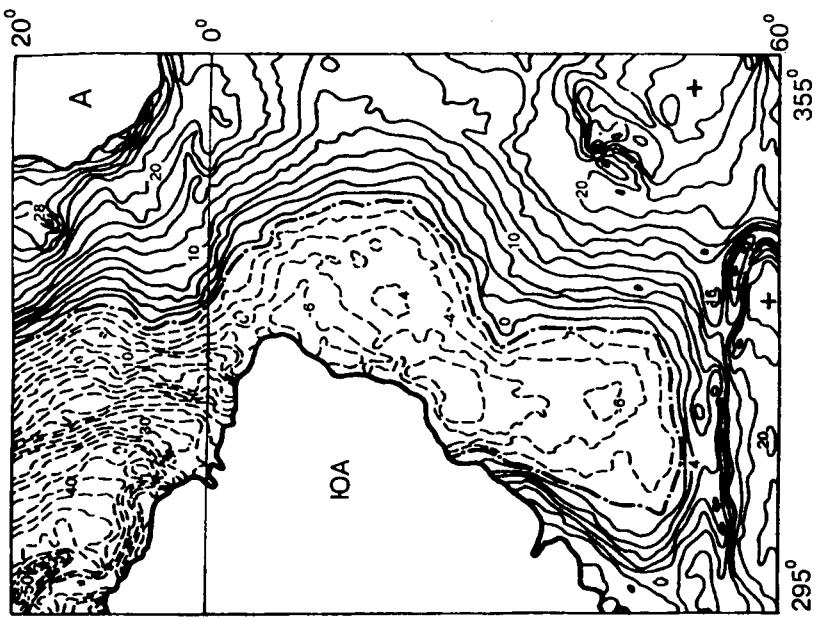


Рис. 4. Выкопировки из карт высот геомид:
 а — по данным анализа орбит искусственных спутников в соответствии с моделью GEM-10C; б — по данным прямых измерений с искусственными спутниками (сечение изолиний через 2 м)

ла однородной, то динамическое сжатие ее равнялось бы истинному — ϵ . Для реальной Земли $H = 0,976 \epsilon$, что свидетельствует о наличии у нее плотного ядра. На равномерное прецессионное движение оси вращения Земли накладываются небольшие ее колебания относительно среднего положения, именуемые *нутацией*. Нутация земной оси складывается из движений с различными периодами, максимальный из них равен 18,6 года. Максимальное отклонение земной оси от среднего положения достигает $9'',21$.

Тщательными астрономическими наблюдениями установлено, что положение оси вращения (полюсов) по отношению к поверхности Земли не остается неизменным. Ежегодно полюсы описывают вокруг некоторых центров эллиптические, близкие к круговым, траектории с близгодовым периодом (1,0 и 1,2 года) и средним радиусом порядка $0'',2$. На рис. 5, *a* приведена траектория Северного полюса вращения за три года, а на рис. 5, *б* — кривая перемещения годовых центров Северного полюса за 66 лет, полученных путем скользящего осреднения по 6-летним интервалам. Эта кривая свидетельствует о наличии региональной составляющей перемещения полюсов по поверхности Земли со средней скоростью порядка 10 см/год. Обращает на себя внимание сложный вид кривой и наличие петлеобразных участков.

Из приведенных данных следует, что траектория движения полюса в последнее столетие имеет вид сложной кривой, состоящей из монотонно изменяющейся региональной части с на-

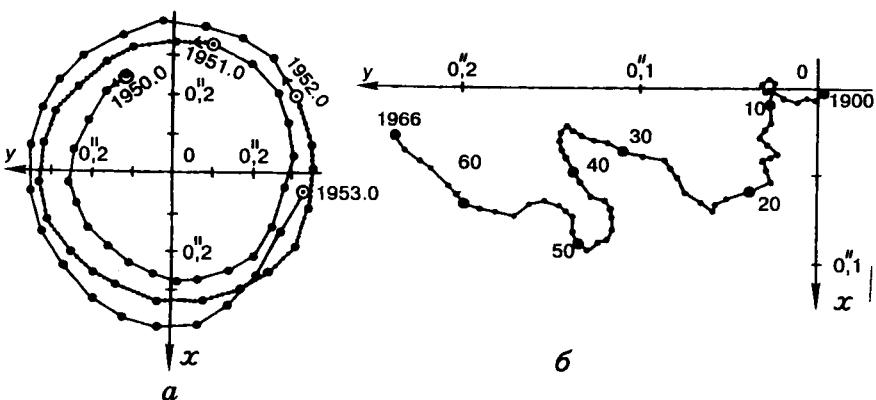


Рис. 5. Астрономические данные о перемещении полюсов по Е.П. Федорову и др.:
а — траектория Северного географического полюса с 1950 по 1953 г.; *б* — траектория годовых центров Северного полюса с 1900 по 1966 г.

ложенными на нее циклическими составляющими разных порядков с периодами от одного года до нескольких десятков лет.

В последние годы удалось установить величину колебания широты (изменение положения полюсов) и соответствующую им свободную нутацию земной оси с близсугочным периодом [85]. Следовательно, при анализе любых относительных перемещений на поверхности Земли, выполняемых в угловых расстояниях, этот факт необходимо учитывать.

Рассмотрим данные о неравномерности вращения Земли. По современным представлениям, отклонение угловой скорости от среднего значения слагается из следующих компонентов: 1) вековые вариации; 2) нерегулярные изменения; 3) периодические колебания, которые условно можно разделить на долгопериодные (периоды больше года), сезонные и короткопериодные.

Вековые вариации угловой скорости вращения Земли устанавливаются астрономическими методами путем изучения эфемерид Солнца, Луны и планет, а в последнее время — с помощью палеонтологического метода [66]. В частности, относительное увеличение продолжительности суток за 1 млн лет (10^{-14}), полученное по астрономическим данным (экстраполяция) — $2,155 \pm 0,214$, а по данным палеонтологии — $2,150 \pm 0,097$.

На рис. 6, а приведены графики изменения угловой скорости вращения Земли в течение фанерозоя, выраженной количеством суток в астрономическом году. Обращает на себя внимание достаточно хорошая сходимость данных, полученных различными способами. Они свидетельствуют о систематическом замедлении вращения нашей планеты. Однако это замедление происходит не линейно, а нарушается периодическими и нерегулярными колебаниями угловой скорости, представление о которых можно получить из графиков, приведенных на рис. 6, б, в. Анализ результатов инструментальных измерений приводит к выводу о наличии в этих нарушениях довольно четко выраженной компоненты с годичным периодом [144]. График изменения этой компоненты приведен на рис. 6, г.

Луна и приливы на Земле. Параметры Луны: масса — $7,35 \cdot 10^{25}$ г, средний радиус — $1,738 \cdot 10^3$ км, средняя плотность — $3,34 \text{ г}/\text{см}^3$, период вращения (сидерический месяц) — 27,321661 сут. Луна обращается вокруг Земли по эллиптической орбите, большая полуось которой равна $384,4 \cdot 10^3$ км, а малая — на $21 \cdot 10^3$ км меньше.

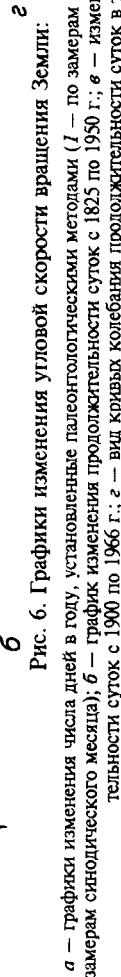


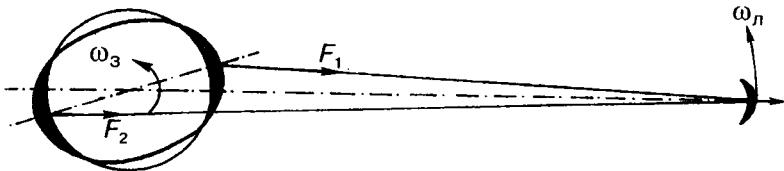
Рис. 6. Графики изменения угловой скорости вращения Земли:

α — графики изменения числа дней в году, установленные палеоантропологическими методами (1 — по замерам астрономического года, 2 — по замерам синодического месяца); β — график изменения продолжительности суток с 1850 по 1950 г.; γ — вид кривых колебания продолжительности суток в течение года

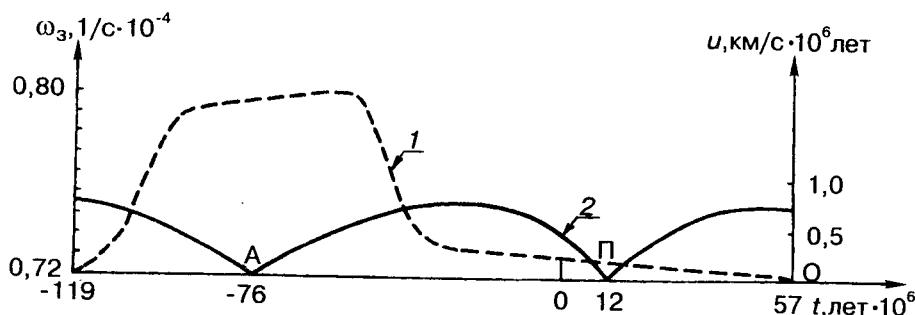
Плоскость орбиты Луны наклонена к эклиптике на угол 5°,9. Характерной особенностью орбиты Луны является непрерывное изменение ее основных характеристик (полусеяй эллипса и угла наклона плоскости лунной орбиты к эклиптике), происходящее под действием возмущений, обусловленных притяжением Солнца и других планет, а также отклонениями форм Земли и Луны от сферической. Все это приводит к изменениям условий взаимодействия Земли и Луны.

Под влиянием лунного притяжения в Земле возникают своеобразные приливы, проявляющиеся в виде подъемов и сопутствующих им опусканий земной поверхности на материках или водной поверхности в акваториях морей и океанов, волнобразно перемещающихся по поверхности Земли вслед за движением Луны (рис. 7, а). Сложность траектории Луны обуславливает также сложный характер приливных движений в земной коре. Их можно представить состоящими из совокупности волн с периодами, начиная от долей суток и кончая многолетними. Наиболее четко проявляются волны с полусуточными, суточными и двухнедельными периодами. Согласно теоретическим расчетам, для Земли, обладающей свойствами идеальной жидкости [120], под влиянием лунного притяжения уровневая поверхность Земли (геоид) могла бы подняться максимум на 35,6 см, а опуститься — максимум на 17,8 см, т.е. диапазон колебаний мог бы составить 53,4 см. На лунные приливные деформации геоида накладываются аналогичные солнечные, диапазон изменения которых несколько меньше. Он составляет 24,6 см. Следовательно, суммарное лунно-солнечное влияние может привести к максимальным колебаниям геоида в 78 см. Реальные изменения геоида, в связи с реологическими свойствами верхних оболочек Земли, составляют всего 65 % от приведенной выше величины, т.е. ~51 см.

Приливы и изменения угловой скорости вращения Земли. Описанные выше изменения скорости движения Солнца по галактической орбите приводят к закономерному изменению ее круговой скорости обращения. Последняя, в свою очередь, влияет на изменение скорости обращения Луны вокруг Земли, точнее вокруг их общего барицентра [143, 224].



a



b

Рис. 7. Схема образования приливов в Земле (*a*) и их роль в изменении угловой скорости вращения Земли (*b*):

ω_3 — угловая скорость вращения Земли; ω_L — угловая скорость обращения Луны вокруг Земли; F_1 и F_2 — силы взаимодействия приливных волн с Луной, разность которых создает момент, приводящий к изменению угловой скорости вращения Земли; 1 — изменение угловой скорости вращения Земли; 2 — изменение ускорения движения Солнца вокруг центра Галактики u ; А — апогалактий; П — перигалактий; О — современная эпоха

Первое относительное изменение скорости обращения Луны должно происходить по тем же причинам, по которым изменяется круговая скорость обращения Земли, т.е. в результате уменьшения скорости поступательного движения системы Земля — Луна за время перемещения от апогалактии к перигалактию, как и ее увеличение при движении Солнечной системы в обратном направлении. Второе относительное изменение скорости обращения Луны должно происходить в том же масштабе в результате увеличения круговой скорости движения Земли (также и барицентра).

Таким образом, при прохождении Солнечной системы через апогалактий орбитальная круговая скорость Луны должна быть

максимальной, а при прохождении через перигалактий — минимальной. Орбитальная круговая скорость Луны должна испытывать периодические колебания, аналогичные колебаниям орбитальной круговой скорости Солнца с тем же периодом, но в противоположных фазах. При этом в течение аномалистического периода ($176 \cdot 10^6$ лет) угловая скорость обращения Луны изменится от значений больших угловой скорости вращения Земли до значений меньших ее и наоборот. Дважды они оказываются равными между собой.

В связи с определенными реологическими свойствами верхних оболочек Земли экстремумы главных приливных волн оказываются смещеными от оси Земля — Луна. Направление этого смещения определяется соотношением угловых скоростей вращения Земли ω_3 и обращения Луны вокруг барицентра Земля — Луна ω_L . При смещении экстремумов приливных волн от линии Земля — Луна в направлении вращения Земли под действием лунного притяжения образуется пара сил, тормозящая вращение Земли, а при смещении в обратном направлении возникает момент сил, ускоряющий вращение Земли (см. рис. 7, а).

На рис. 7, б приведены кривые изменения скорости вращения Земли и ускорения движения Солнца за аномалистический период, построенные В.А. Цареградским [224] по данным П.П. Паренаго [143]. Обращает на себя внимание асимметричный вид кривой изменения скорости вращения Земли. Это связано с эксцентриситетом лунной орбиты. Дело в том, что во время увеличения скорости вращения Земли расстояние между Землей и Луной значительно меньше, чем в период замедления. В связи с этим определенный В.А. Цареградским период замедления составляет приблизительно $108 \cdot 10^6$ лет, а период ускорения — $68 \cdot 10^6$ лет.

Описанный выше эффект влияния приливов на изменение угловой скорости вращения Земли обусловлен колебанием наибольшего момента инерции Земли, что приводит к последовательной периодической смене ускорений и замедлений вращения Земли с общей тенденцией к ее замедлению. На этот процесс налагаются значительно более слабые эффекты векового замедления Земли, связанные с диссиляцией энергии вследствие приливных деформаций земной коры, а также тормозящее влияние солнечных приливов.

В заключение укажем, что результаты изучения влияния приливов в Земле на угловую скорость ее вращения объясняют основную тенденцию последней к уменьшению (см. рис. 6, *a*), но это уменьшение происходит не плавно, а нарушается периодическими колебаниями.

Раздел 2

ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

2.1. Оболочечное строение Земли

Скорости распространения упругих волн в Земле. В общих чертах Землю представляют состоящей из следующих концентрических слоев: 1) тонкой коры, структура которой переменна и относительно сложна; 2) менее неоднородной твердой мантии, простирающейся от коры до глубины порядка 2900 км; 3) жидкого внешнего слоя ядра толщиной около 2200 км; 4) вероятно твердого внутреннего ядра радиусом порядка 1200 км. Такие представления основаны на результатах изучения закономерностей распространения в Земле упругих волн, вызванных землетрясениями. На рис. 8, а приведены графики изменения скоростей продольных и поперечных упругих волн

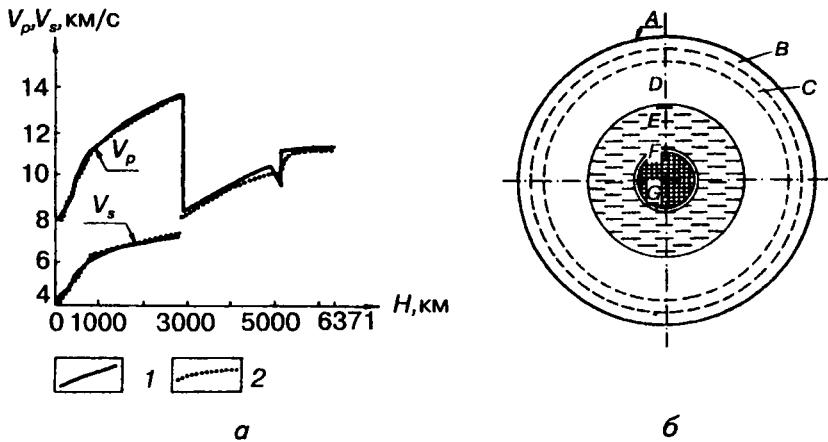


Рис. 8. Графики распределения скоростей продольных V_p и поперечных V_s упругих волн в Земле (а) и соответствующие им концентрические оболочки (зоны) Земли (б):

1 — скорость по Г. Джейфису; 2 — скорость по Б. Гутенбергу и К. Рихтеру; H — глубина от поверхности Земли

от поверхности Земли до ее центра, полученные Б. Гуттенбергом и К. Рихтером (1939 г.) и Г. Джейфрисом (1939 г.). Обращает на себя внимание достаточно хорошее совпадение кривых по данным разных авторов, что свидетельствует об их достоверности.

Рядом исследователей предложены модели строения Земли, в основе которых лежат приведенные выше графики распространения упругих волн. Они отличаются только деталями. Поэтому ниже рассмотрена одна из них (тип *A*), составленная К.Е. Булленом [28]. Согласно этой модели, Земля разбита на семь концентрических оболочек (зон), которым присвоены буквенные обозначения: *A*, *B*, *C*, *D*, *E*, *F*, *G*. На рис. 8, б показана схема расположения названных оболочек Земли (с сохранением относительного масштаба), а в табл. 2 приведены физические параметры этих оболочек. Параметры упругих свойств вещества зон получены, в основном, по данным сейсмологии. При определении плотности использовалось соотношение между скоростью распространения упругих волн в веществе и его плотностью с тем условием, чтобы удовлетворились известные значения средней плотности Земли и ее момента инерции.

Характеристики зон. Зона *A* представляет собой земную кору. В качестве подошвы коры принимают сейсмическую границу Мохоровичича, в окрестности которой происходит изменение скорости продольных упругих волн от 7 до 8 км/с. Это наименее однородная зона. Детально она будет рассмотрена в следующем разделе.

Зоны *B*, *C* и *D* соответствуют мантии Земли. Резкой разницы между ними нет, за исключением того, что в интервале зоны *C* наблюдаются повышения значений градиентов нарастания скоростей V_p и V_s с глубиной. Границы между зонами соответствуют скачкам этих значений. С зоной *B* исследователи часто связывают наличие слоя (слоев) «пониженной скорости» и соответствующего ему слоя «инверсии плотности». Эти слои обычно отождествляются с астеносферой, играющей существенную роль в геотектонических построениях. Вопрос о существовании гипотетической астеносферы рассмотрен ниже. К.Е. Буллен [28], исходя из современных данных, пришел к выводу, что существование слоев пониженной плотности следует считать вполне возможным, но вовсе не доказанным.

Совокупность зон *B* и *C* обычно называют верхней мантией, а *D* — нижней мантией.

Зоны *E*, *F* и *G* — соответствуют ядру Земли. Зону *E* называют внешним ядром. В связи с тем, что сквозь эту зону не про-

Т а б л и ц а 2. Параметры модели строения Земли (тип А)

Зона	Интервал глубин, км	Интервал плотности, г/см ³	Модуль Юнга $E \cdot 10^{11}$, Н/м ²	Коэффициент Пуассона	Давление $P \cdot 10^{11}$, Н/м ²
Кора (<i>A</i>)*	0—33	(2,84)	(0,91)	(0,267)	0—0,009
Мантия	<i>B</i> 33—413	3,32—3,64	1,60—2,29	0,270—0,280	0,009—0,141
	<i>C</i> 413—984	3,64—4,55	2,29—4,68	0,280—0,276	0,141—0,379
	<i>D</i> 984—2000	4,55—5,11	4,68—6,33	0,276—0,293	0,379—0,87
Ядро	<i>E</i> 2998—4000 4000—4980	9,98—11,42 11,42—12,17	0 0	0,5 0,5	1,36—2,47 2,47—3,20
	<i>F</i> 4980—5120	12,17—12,25	—	—	3,20—3,28
	<i>G</i> 5120—6371	12,25—12,51	—	—	3,28—3,61

*Значения параметров даны условно. Более детально см. следующий раздел.

ходят поперечные волны, сделан вывод, что вещество в нем находится в жидком состоянии. Большую часть зоны *E* рассматривают как достаточно однородную. Согласно теории динамомагнитного поля Земли, зона *E* — сопредоточение конвективных потоков, которые создают главную часть магнитного поля.

Зону *G* — внутреннее ядро — считают твердым, сложенным достаточно однородным веществом.

Зона *F* — переходный слой между внешним и внутренним ядром — характеризуется наличием резкого скачка в скорости распространения продольных упругих волн. Его открытие имеет важное значение.

Состав земных недр. Проблема состава земных недр в настоящее время является одной из самых сложных, поскольку прямых данных о породах в подкоровом пространстве нет. Исследователи вынуждены ограничиваться гипотезами, основанными на косвенных данных. В частности, полезной является аналогия с составом метеоритов. Известны два класса метеоритов: «железные», состоящие преимущественно из железо-никелевого сплава, и «каменные», состоящие главным образом из силикатов. Каменные метеориты разделяют на две группы: хондриты (~90 %) и ахондриты (~10 %). Состав хондритов удивительно однообразен и подобен составу ультраосновных пород на Земле; состав ахондритов — ближе к базальтам. В первом приближении принимается, что состав ядра подобен составу железных метеоритов, а состав мантии — каменных (хондритов). Дальнейшее уточнение состава обычно осуществляется на основании экспериментальных данных о свойствах соответствующих горных пород при высоких темпера-

ратурах и давлениях. Проблема осложняется тем, что до сих пор окончательно не решен вопрос о «горячем» или «холодном» происхождении Земли, хотя большинство исследователей склоняются к представлениям о «холодном» ее происхождении. При этом в качестве механизма образования внутренних оболочек Земли можно принять гипотезу зонной плавки, предложенную А.П. Виноградовым [39]. Отличительной особенностью гипотезы зонной плавки от аналогичной гипотезы гравитационной дифференциации является то, что в процессе зонной плавки вверх поднимаются не более легкие, а более легкоплавкие компоненты.

На рис. 9 приведен состав отдельных зон Земли в соответствии с гипотезой зонной плавки. Обсуждая этот же вопрос, К.Е. Буллен считает, что зоны *B* и *D* можно принять однородными по химическому и фазовому составам. Некоторое отличие зоны *C* он связывает с фазовыми переходами, а изменение состава считает малым. Химический и фазовый составы в зонах *E* и *G* он также считает одинаковыми, но не чисто Fe-Ni. Различные исследователи наряду с Fe и Ni включают в ядро Si, Mg, O, S. К.Е. Буллен, вслед за О. Сорохтиным, отдает предпочтение представлениям, согласно которым ядро (во

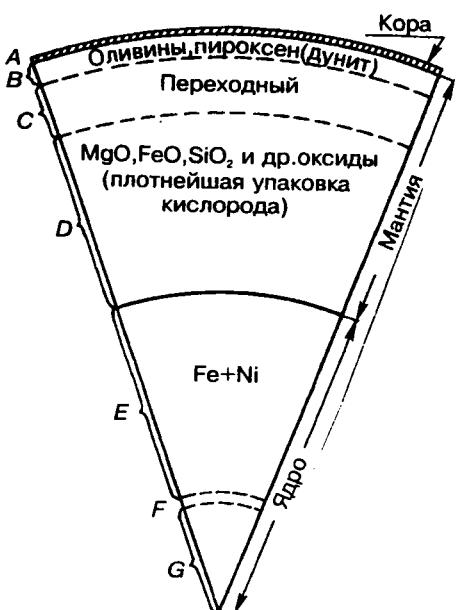


Рис. 9. Разрез Земли по А.П. Виноградову

всяком случае внешнее) состоит из $\text{Fe}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{FeO} + \text{Fe}$. В настоящее время В.В. Кузнецов [98] развивает модель Земли «горячего» происхождения. Суть гипотезы, из которой исходит автор, составляет допущение возможности существования протопланетного вещества в виде перегретого и переуплотненного газа, сжатого до плотности порядка $30 \text{ г}/\text{см}^3$ и удерживаемого гравитационными силами в некотором объеме.

Представления автора об образовании оболочек Земли сводятся к следующему [98]. На пери-

ферии переуплотненного и перегретого газа происходит его конденсация в жидкую фазу, составляющую вещество внешнего ядра (зона *E*). Переуплотненная область становится внутренним ядром (зона *G*), для которого характерно постоянство скорости распространения упругих волн. Переходная между ними зона *F* представлена совокупностью двух подвижных фаз — газообразной и жидкой, для которой характерны пониженные значения скорости прохождения упругих волн. Далее вещество внешнего ядра на его периферии кристаллизуется и образует твердую оболочку Земли (зоны *B*, *C* и *D*). При этом автор обращает внимание на определенный «провал» в графике скоростей распространения упругих волн на границе между жидким ядром и твердой оболочкой, который он тоже связывает с наличием двухфазной среды («жидкость» — «твердое тело»).

Конкретный состав отдельных зон Земли не обсуждается. Автор ограничивается только следующими указаниями. Земля образовалась из однородного вещества с относительной молекулярной массой 10–12. По-видимому, химический состав вещества несколько различается в коре, мантии, внешнем и внутреннем ядре, причем скорее всего по мере увеличения радиуса растет и средняя молекулярная масса вещества Земли.

Гидросфера и атмосфера. Представление об оболочечном строении Земли было бы не полным, если не отметить существование гидросфера и атмосферы. Гидросфера занимает около 70 % площади поверхности Земли. Она является составной частью земной коры. Более того, ряд исследователей земную кору акваторий морей и океанов выделяют в особый тип и используют ее для объяснения тектонических процессов на Земле. Поэтому этот вопрос будет более детально рассмотрен в следующем разделе.

Что касается атмосферы, то она, в свою очередь, состоит из нескольких диффузионно разделенных слоев (начиная от поверхности Земли) [60]: тропосфера, в которой сосредоточено ~79 % всей массы атмосферы; стратосфера ~20 %; ионосфера ~0,5 % и верхняя атмосфера — слой водорода, переходящий в межпланетную среду. Границы между этими «сферами» выражены не резко, а их форма повторяет сплюснутость Земли. В атмосфере так же, как в гидросфере и твердой Земле наблюдаются приливы. Атмосфера играет существенную роль в преобразовании солнечной энергии и в определении экзогенных геологических процессов на Земле.

2.2. Гравитационное поле Земли и концепция изостазии

Гравитационное поле. Одной из основных характеристик гравитационного поля является его напряженность или соответствующая ей величина ускорения силы тяжести. Величину ускорения силы тяжести на поверхности Земли получают разными способами: прямым измерением приборами; вычислениями, в которых используется теория движения искусственных спутников в гравитационном поле Земли и др.

Величина ускорения силы тяжести на поверхности Земли состоит из двух составляющих. Одна из них обусловлена притяжением масс Земли, а вторая – центробежной силой вращения Земли вокруг собственной оси. Совокупное действие этих сил приводит к сжатию Земли. Величина сжатия ϵ определяется соотношением

$$\epsilon = \left(\frac{5}{2} q - \beta \right) / \left(1 + \frac{17}{14} q \right), \quad (2)$$

где $q = 1/289$ – отношение центробежной силы к силе тяжести на экваторе (g_s); β – отношение разности силы тяжести на полюсе и на экваторе к силе тяжести на экваторе.

Выражение нормального ускорения силы тяжести g_0 для земного эллипсоида (эллипсоида Клеро) имеет вид

$$g_0 = g_s (1 + \beta \sin^2 \varphi' - \beta_1 \sin^2 2\varphi'), \quad (3)$$

где $\beta_1 = \left(\frac{\epsilon^2}{8} + \frac{1}{4} \epsilon \beta \right)$; φ' – геодезическая широта.

В 1971 г. Международным союзом геофизики и геодезии была рекомендована следующая формула для вычисления нормального значения ускорения силы тяжести [55]:

$$g_0 = 9780318 (1 + 0,0053024 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi) \text{ мГал}, \quad (4)$$

где φ – географическая широта.

Отклонения наблюдаемых (или вычисленных) значений ускорения силы тяжести от нормальных называют *аномалиями* Δg . На рис. 10 приведена схема гравитационных аномалий Δg в свободном воздухе. Аномалии обусловлены плотностными неоднородностями в Земле. Они создают небольшие отклонения уровенной поверхности гравитационного потенциала от земного эллипсоида, превращая его в геоид.

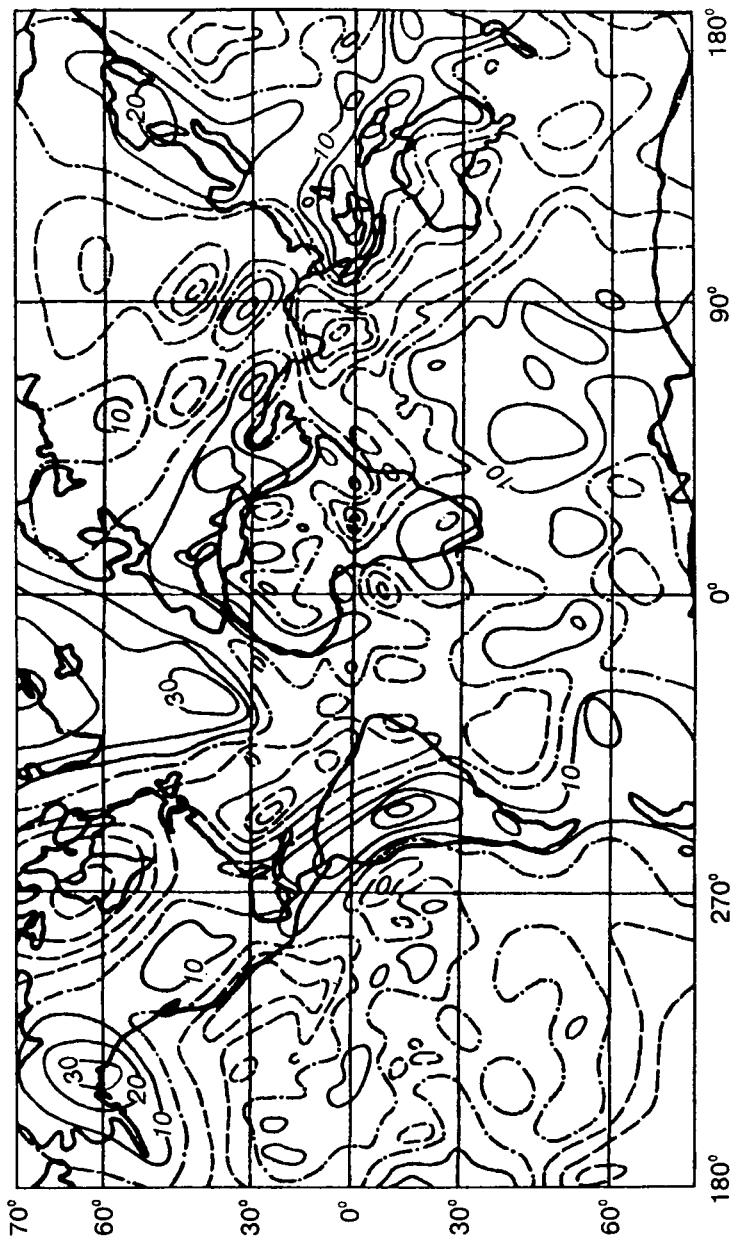


Рис. 10. Схема гравитационных аномалий Δg в свободном воздухе, построенная в соответствии с моделью GEM-9 [255] (положительные аномалии показаны сплошными линиями, отрицательные — штриховыми; сечение изолиний 10 мГал)

Геоид — это уровенная поверхность гравитационного потенциала, наиболее близко совпадающая с земным эллипсоидом и перпендикулярная в каждой точке вектору силы тяжести. Отклонения геоида от земного эллипсоида ζ можно вычислять по формуле Стокса [55]:

$$\zeta(a, \varphi_0, \lambda_0) = \frac{1}{2\pi\bar{g}_0 a} \int \int_{(S)} \Delta g(a, \varphi, \lambda) F(\psi) dS, \quad (5)$$

где a , φ , λ — сферические координаты переменной точки на поверхности Земли, принятой за сферу радиусом a ; a , φ_0 , λ_0 — сферические координаты точки исследования; $\Delta g(a, \varphi, \lambda)$ — аномалии ускорения силы тяжести; \bar{g}_0 — среднее нормальное значение ускорения силы тяжести на поверхности Земли; dS — элемент поверхности Земли; $F(\psi) = \operatorname{cosec} \frac{\Psi}{2} - 6 \sin \frac{\Psi}{2} + 1 - 5 \cos \psi - 3 \cos \psi \times \ln \left(\sin \frac{\Psi}{2} + \sin^2 \frac{\Psi}{2} \right)$ — функция Стокса; угол ψ определяется из уравнения $\cos \psi = \sin \varphi \sin \varphi_0 + \cos \varphi \cos \varphi_0 \cos(\lambda - \lambda_0)$.

На рис. 11 приведена карта высот геоида, вычисленная таким способом. К сожалению, в то время, когда проводились вычисления, большая часть территории Земли не была покрыта гравитационной съемкой и значения Δg в этой части принимались условными. Поэтому, полученный рисунок изолиний имеет осредненный вид, а амплитудные значения отличаются от спутниковых данных. Но в целом карты подобны.

Выражение (5) получено при условии, что все возмущающие массы находятся внутри уровенной поверхности, для которой вычисляются значения ζ . М.С. Молоденский [126] путем введения вспомогательной поверхности квазигеоида предложил варианты решений, не требующие соблюдения этого условия.

Касаясь приливных деформаций геоида, изложенных в п. 1.3, приведем значения вариаций ускорения силы тяжести, обусловленных влиянием Луны и Солнца. Первые могут достигать максимальных значений порядка 0,11 мГал, вторые $\sim 0,05$ мГал. Следовательно, их суммарное значение не превышает величины порядка 0,16 мГал.

Концепция изостазии. Аномалии ускорения силы тяжести, обусловленные неоднородностями в Земле, осложняя поверхность земного эллипсоида, приводят к уклонению вертикалей от их нормального положения (уклонению отвесных линий). Вертикали

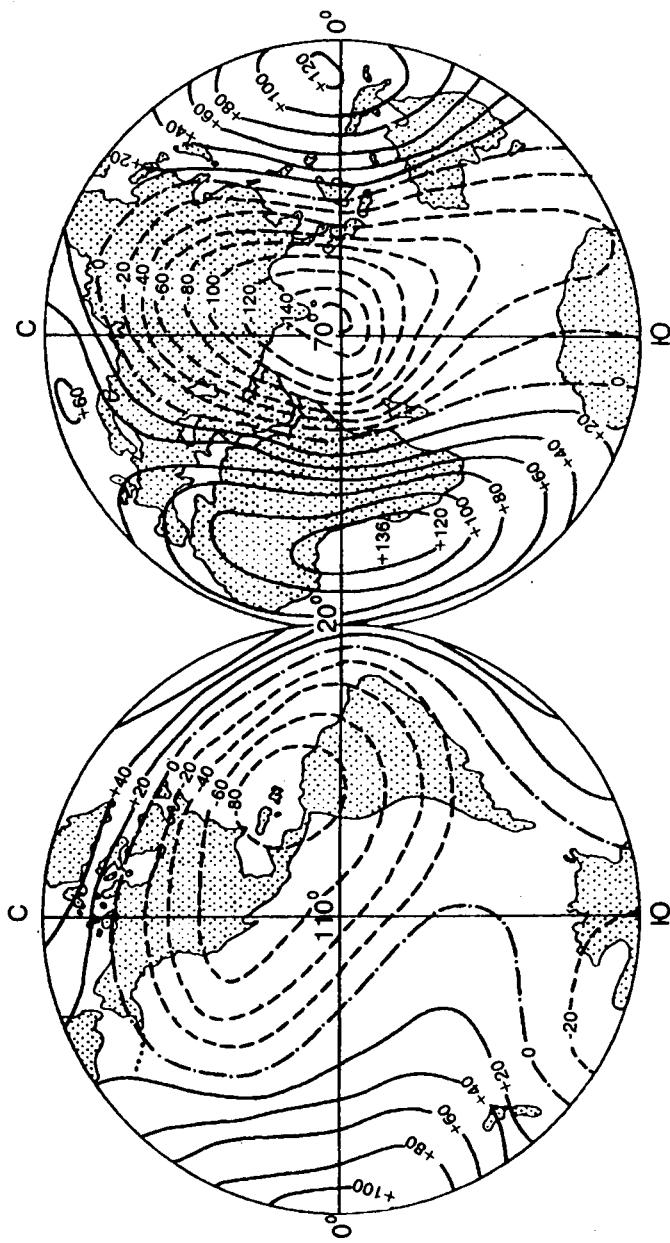


Рис. 11. Карта высот геоида по И.Д. Жонголовичу [70]

имеют существенное значение в геодезии и астрономии, поскольку от них отсчитываются угловые расстояния в сферических координатах. Уклонения линий можно вычислять по распределению аномалий Δg на поверхности Земли, но в процессе решения этой проблемы исследователи еще в прошлом веке столкнулись с любопытным фактом. Вычисленные значения влияния избыточных масс близлежащих гор и дефекта масс в океане оказались существенно больше наблюдаемых. Для объяснения этого факта была принята гипотеза, согласно которой под горными сооружениями наблюдается разуплотнение вещества, компенсирующее влияние массы горы, а под океанами — уплотнение вещества, компенсирующее дефект масс в океане (по отношению к окружающим его горным породам). Так возникло учение об изостазии. Изложение его сущности можно найти в любом учебнике гравиметрии, в частности, оно достаточно подробно описано в работах Е.Н. Люстикова [107] и М.Е. Артемьева [4]. Поэтому остановимся только на некоторых положениях, которые нам понадобятся в дальнейшем.

Во время возникновения концепции изостазии в соответствии с господствующими тогда представлениями о «плавлении» земной коры на магме, изучение равновесного состояния Земли было заменено изучением равновесного состояния земной коры. Такой подход, по-существу, сохраняется до сих пор, только оценивают равновесное состояние не земной коры, а литосферы. В последнем случае роль подстилающей кору магмы играет гипотетическая астеносфера. Под изостатическим состоянием земной коры (литосферы) понимают такое ее состояние, при котором она располагается на субстрате так, как если бы она плавала на нем по закону Архимеда [107 и др.]. Естественным следствием такого предположения является равенство давлений на некоторой поверхности в субстрате (закон Паскаля), называемой поверхностью компенсации.

Для практического учета влияния масс, распределенных в земной коре согласно гипотезе изостазии, пользуются различными физико-геологическими моделями (Г. Эри, Ф. Пратт и др.), сущность которых видна из рис. 12, а, б. Подчеркнем, что каждый фрагмент модели считается уравновешивающимся самостоятельно (локальная компенсация). Ф.А. Венинг-Мейнц предложил гипотезу региональной компенсации, учитывающей взаимное сцепление блоков земной коры. Однако способ расчета изостатического влияния существенно не изменился. Вычисленное с помощью названных выше моделей гравитационное влияние изо-

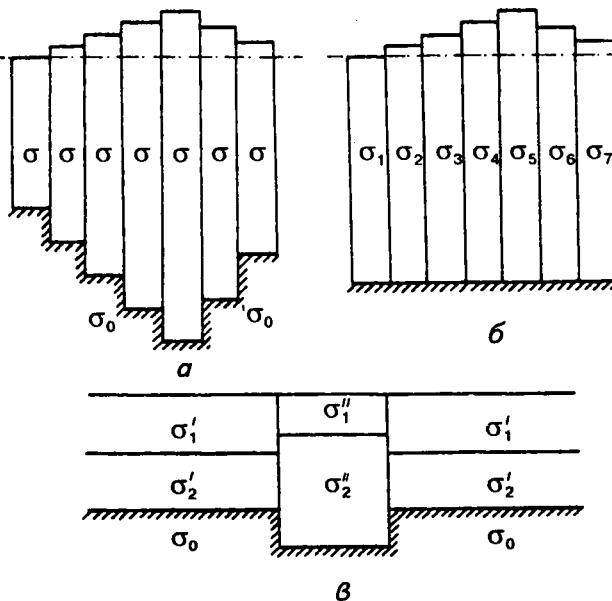


Рис. 12. Физико-геологические модели изостазии земной коры:

а — Г. Эри; б — Ф. Пратта; в — Г.Я. Голицдрой; σ_0 — плотность субстрата; σ — плотность уравновешенных блоков разной высоты по Г. Эри; $\sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_7$ — то же по Ф. Пратту; σ'_1, σ'_2 — плотность блоков гранитного слоя земной коры; σ''_2, σ''_1 — то же, базальтового слоя по Г.Я. Голицдре

статически распределенных масс в верхней части земной коры вводилось в качестве поправок (редукций) в аномалии Dg . Полученные таким образом аномалии были названы *изостатическими*. В основе всех использованных моделей лежит предположение, что распределение масс в земной коре и, следовательно, ее уравновешенность определяются только рельефом земной поверхности.

Г.Я. Голицдрой [49 и др.] развита концепция изостазии равнинных областей, в которой за основу принято тоже равновесное состояние земной коры, но в качестве уравновешивающих факторов наряду с топографическими массами используются неоднородности в верхних частях земной коры, установленные сейсмическими методами. В условиях равнинных областей второй фактор приобретает решающее значение. Одна из моделей, используемых им для оценки изостатического состояния земной коры, приведена на рис. 12, в. В частности, им показано, что в условиях равнинного рельефа Украинского щита при наличии поверхностных неоднородностей в верхних частях земной коры, создающих

аномалии гравитационного поля в несколько десятков миллигаль, состояние земной коры в целом близко к изостатическому. Следовательно, топографические массы не только не могут быть единственным фактором, определяющим изостатическое состояние земной коры, что признается уже многими исследователями, а, как будет показано ниже, их нельзя считать и основными.

Изостатические аномалии в классическом варианте оказались весьма полезными при решении астрономо-геодезических задач, в частности, при определении уклона отвеса. Неоднократно предпринимались попытки использования концепции изостазии для создания геотектонических гипотез развития Земли. Детальный обзор ранних предложений сделан Е.Н. Люстиком [107]. В настоящее время можно констатировать следующее. Несмотря на, казалось бы, естественную взаимосвязь между перераспределением масс в литосфере и тектоникой, установить конкретную роль изостатических сил в формировании тектонических структур пока не удалось. Наблюдающиеся в различных геологических регионах современные движения земной поверхности происходят как в направлении выравнивания равновесного состояния земной коры, так и наоборот. Единственной устойчивой закономерностью считают прямую взаимосвязь между нарушениями изостазии земной коры, вычисленной с помощью одной из приведенных выше моделей, и современной тектонической активностью отдельных регионов.

Следует специально подчеркнуть, что рассмотренная выше концепция изостазии земной коры (литосферы) предполагает ротационный режим Земли постоянным, а соответствующую ему фигуру равновесия — неизменной.

В заключение приведем данные о средних значениях ускорения силы тяжести внутри Земли (табл. 3).

Т а б л и ц а 3. Распределение ускорения силы тяжести в Земле

Интервал глубин, км	0	33—413	413—984	984—2000	2000—2998
Интервал значений g , м/с ²	9,822	9,846—9,960	9,960—9,966	9,966—10,01	10,01—10,73
Интервал глубин, км	2998—4000	4000—4980	4980—5120	5120—6371	
Интервал значений g , м/с ²	10,73—7,87	7,87—4,78	4,78—4,31	4,31—0	

2.3. Тепловое поле Земли

Общие сведения. Представления о тепловом поле внутри Земли [19] одни из самых проблематичных, поскольку они основываются на интерпретации фактических данных, относящихся к поверхности Земли. Вследствие многозначности этой интерпретации, описываемые ниже закономерности оказываются тоже во многом гипотетичными. Вместе с тем, тепловое поле Земли может быть прямо или косвенно причастно к протеканию тектонических процессов на Земле. Поэтому сведения о тепловом поле необходимы. Ниже приведены данные (табл. 4) об энергетических процессах, в которых участвует Земля.

Из таблицы следует, что самое большое количество энергии Земля получает от Солнца, но значительная ее часть теряется в атмосфере. Средний поток солнечной теплоты, достигающий поверхности Земли на континентах [57], порядка $42 \cdot 10^4$ Вт/м², по сравнению с потоком теплоты из недр Земли (62 Вт/м²) все еще достаточно велик, но основная его часть через атмосферу вновь излучается в пространство. Лишь малая доля солнечной энергии проникает на глубину, измеряемую метрами.

В настоящее время принято считать, что главным источником современной тепловой энергии в недрах Земли является радиоактивный распад долгоживущих изотопов. На ранних этапах истории Земли существенную роль в тепловых процессах могла играть освобождающаяся гравитационная энергия. Основной характеристикой теплового поля Земли является поток теплоты через земную поверхность. Тепловой поток через единицу площади поверхности Q определяется произведением градиента температуры на коэффициент теплопроводности. Первый измеряется в натуре на материках в скважинах и горных выработках, в океане – в придонных частях, а второй – на образцах горных пород или *in situ*. В данном случае это подчеркивается потому, что таким образом учитывается только кондуктивная составляющая теплового потока.

Таблица 4. Основные составляющие энергетического баланса Земли

Вид энергии	E , Дж/год
Солнечная энергия (получаемая и переизлучаемая обратно)	10^{25}
Геотермическая потеря теплоты	10^{21}
Энергия, теряющаяся при замедлении вращения Земли	$3 \cdot 10^{19}$
Упругая энергия, высвобождающаяся при землетрясениях	10^{18}

Распределение теплового потока. Точки измерения теплового потока на поверхности Земли распределены крайне неравномерно. Например, из 3000 измерений, выполненных к 1969 г., только примерно десятая часть приходится на сушу. При этом мало измерений выполнено в Южной Америке, Африке, Антарктиде. Точки измерения в океане распределены более равномерно, если не считать пробелы в Арктике и Антарктиде.

Рассмотрим некоторые закономерности распределения теплового потока по поверхности Земли. На рис. 13 приведена карта теплового потока, полученная разложением значений потока по сферическим функциям до 3-го порядка включительно [267]. Она дает общее представление о глобальном распределении теплового потока. Недостаток этой карты заключается в том, что очень большие площади не подкреплены наблюдениями, поэтому к некоторым экстремумам следует относиться с осторожностью. Например, заметная нехватка наблюдений в северо-восточной Африке привела к тому, что наиболее отчетливо выраженный на кар-

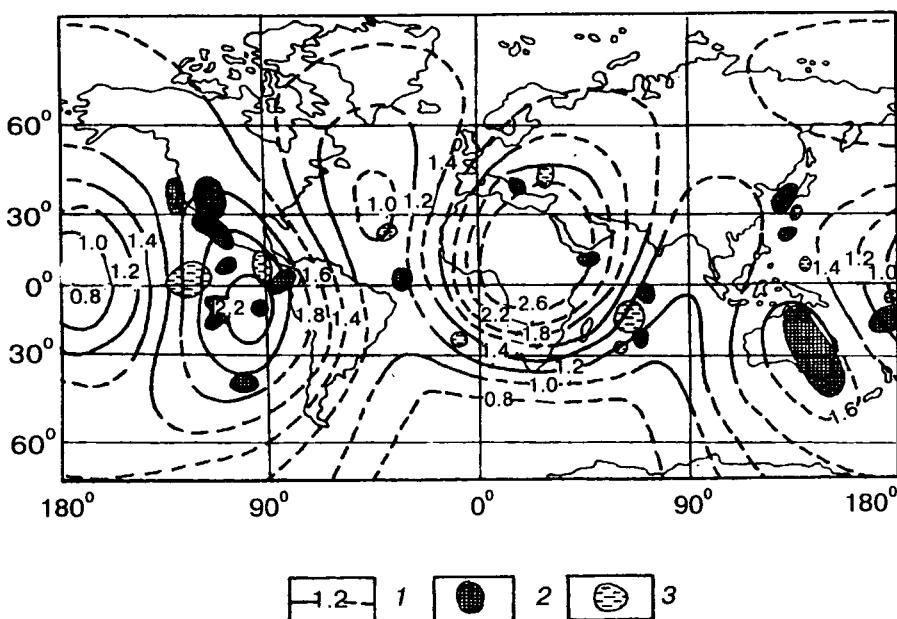


Рис. 13. Распределение теплового потока на поверхности Земли, полученное разложением по сферическим функциям до 3-го порядка включительно:

1 — изолинии теплового потока, $\text{мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{s})$ (штриховыми линиями показаны в районах, где измерения не проводились); 2, 3 — локальные аномалии теплового потока, превышающие 2,0 (2) и меньше 1,0 $\text{мккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{s})$ (3)

те максимум был построен без реальных к тому оснований. Основной вывод, который можно сделать из анализа этой карты, сводится к следующему. Нет никакой корреляции между «повышениями» и «понижениями» теплового потока и основными поверхностными образованиями Земли — континентами и океанами.

В. Ли и С. Уеда [267] выполнили детальное сравнение тепловых потоков на континентах и в океанах путем использования средних значений в ячейках площадью $9 \cdot 10^4$ мор. миль². Они нашли, что средняя величина теплового потока по 51 ячейке континентальной сетки равна $(59,03 \pm 20,94)$ Вт/м², а средняя величина по 340 ячейкам океанической сетки — $(59,45 \pm 32,66)$ Вт/м². Полученные средние значения оказались практически одинаковыми.

Распределение теплового потока в континентальных и океанических областях находится в тесной корреляции с основными геологическими структурами (табл. 5).

К данным таблицы можно добавить следующее. На континентах минимальные значения теплового потока с минимальны-

Т а б л и ц а 5. Статистика результатов измерений теплового потока в основных геологических подразделениях континентов и океанов [267]

Геологическое подразделение	Число измерений, шт.	Средний тепловой поток, Вт/м ²	Среднее квадратическое отклонение	Средняя квадратическая ошибка
Континент				
Докембрийские щиты	26	38,5	7,1	1,3
Последокембрийские неорогенические области	23	64,5	15,9	3,4
Орогенические области палеозоя	21	51,5	16,8	3,8
Орогенические области мезозоя третичного периода	19	80,4	20,5	4,6
Вулканические области третичного периода (без геотермальных районов)	11	90,4	19,3	5,9
Океан				
Океанические котловины	273	53,6	22,2	1,3
Подводные хребты	338	76,2	65,3	3,8
Глубоководные желоба	21	41,5	25,5	5,4
Другие океанические области	281	71,6	44,0	2,5

ми его вариациями характерны для щитов. Значениями выше среднего теплового потока характеризуются послепалеозойские орогенические регионы и области третичных вулканов. У молодых орогенических поясов средний тепловой поток увеличен, но в этих областях наблюдаются некоторые отклонения, значительно выходящие за рамки средних. В качестве примеров можно назвать известную тепловую аномалию в юго-восточной Австралии или Байкальской рифтовой системе. Во многом аналогичная картина наблюдается и в океанических хребтах. Им свойственны значительные вариации теплового потока при большом среднем значении; максимальные значения потока в некоторых точках хребтов достигают $335 \text{ Вт}/\text{м}^2$. В противоположность этому тепловой поток на крыльях океанических хребтов обычно меньше среднего. В океанических котловинах тепловой поток относительно невелик и распределен равномерно. Наименьшие средние значения теплового потока в океане отмечаются в глубоководных желобах.

На рис. 13 нанесены локальные тепловые аномалии, отличающиеся от средних значений по данным В. Ли и С. Уеда [267].

Источники теплоты внутри Земли. Сторонники «горячего» происхождения Земли в свое время предполагали, что поток теплоты из Земли вызван охлаждением первоначально нагретого тела. Оказывается, если исходить из этого предположения, то возраст Земли получается не более 80 млн лет. Для модели «холодного» происхождения Земли внутри ее необходимы источники теплоты, создающие современный тепловой поток и относительно высокие температуры в недрах Земли.

Одним из источников теплоты внутри Земли является радиоактивный спад долгоживущих радионуклидов ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K . Периоды их полураспада соизмеримы с возрастом Земли, поэтому они до сих пор остаются важными источниками тепловой энергии. Скорость выделения теплоты каждым из названных выше четырех радионуклидов вместе с их периодами полураспада λ определены экспериментально. С течением времени t количество теплоты, выделяемой каждым из нуклидов, уменьшается пропорционально $e^{-\lambda t}$. В табл. 6 приведены расчетные данные о содержании радионуклидов в некоторых породах и количестве выделяемой ими теплоты [268]. По Г. Макдональду [268], современную скорость генерации теплоты у изверженных пород среднего состава можно оценить величиной порядка 14 000 нДж/(г·год). Оценки для эклогита колеблются в пределах 335—1425 нДж/(г·год), среднее значение для перidotита 38,13, а для дунита 7,96 нДж/(г·год). По этим цифрам и по данным табл. 6 можно

Т а б л и ц а 6. Среднее содержание долгоживущих радионуклидов в породах и количество выделяемой ими теплоты

Порода	Содержание, 10^{-6}			Количество выделившейся теплоты Q , нДж / (г·год), и млрд лет назад			
	U	Th	K	$n = 0$	$n = 2$	$n = 4$	В среднем за 4,5 млрд лет
Гранит	4,75	18,5	37 900	34 358	52 375	108 940	65 224
Базальт	0,60	2,7	8 400	5 028	8 044,8	17 346,6	10 139,8
Хондриты	0,012	0,004	845	163,4	360,3	938,6	487,4

получить количественное представление о той роли, которую играют долгоживущие радионуклиды в тепловой истории Земли.

Попробуем оценить роль этих радионуклидов в первоначальном разогреве Земли, особенно в первый миллиард лет ее существования. Примем, что скорость генерации теплоты определяется хондритовой моделью [268] и равна 879,9 нДж/(г·год), а удельная теплоемкость 1,26 кДж/(кг·К). Тогда (без учета потерь теплоты) температура Земли должна была бы повыситься до 700 °С. Даже если вся теплота, выделенная хондритовой Землей за 4,5 млрд лет, останется целиком в Земле, ее средняя температура достигнет лишь 1800 °С. Отсюда вывод — для того чтобы разогреть Землю до современной температуры, кроме долгоживущих радионуклидов необходимы были и другие источники теплоты.

Короткоживущие радионуклиды ^{26}Al , ^{36}Cl и ^{60}Fe могли бы внести свой вклад в разогрев вещества формирующейся Земли при условии, что время ее начального формирования не превышало 20 млн лет. Если это время было порядка 100 млн лет, то вследствие распада короткоживущих радионуклидов могло нагреться не более 10 % объема недр первичной Земли.

В модели Земли «холодного» происхождения могла иметь место теплота, запасенная на начальном этапе образования Земли за счет, по крайней мере, двух процессов: 1) высвобождения кинетической энергии при ударах протопланетных частиц, сталкивающихся с растущей Землей; 2) адиабатического сжатия, сопровождавшегося постепенным повышением температуры. В результате первого процесса высвобождается такое количество теплоты, которое значительно превышает величину, необходимую для разогрева недр Земли до нынешней температуры. Но почти вся энергия соударения рассеивается в виде теплоты в непосредственной близости от сталкивающихся тел и излучается в про-

странство, не проникая в глубь Земли. Более существенное увеличение количества теплоты дает второй процесс. Если принять давление в центре Земли в результате акреции вещества порядка 300 МПа, то температура там по грубой оценке должна подняться до 900 °С с постепенным уменьшением ее к поверхности.

Продолжая анализ возможных источников теплоты в модели «холодного» происхождения Земли, отметим этап формирования оболочек в ней, в частности, образование ядра. Образование ядра должно было высвободить большое количество гравитационной энергии вследствие концентрирования железо-никелевой фазы высокой плотности в центре Земли. По оценке Д. Тозера [278], суммарное количество выделившейся при этом теплоты в среднем по Земле составляет 2095 Дж/г, причем около 6 % этой теплоты должно было использоваться на плавление железо-никелевой фазы, а остальные 94 % — разогреть Землю примерно до 1500 °С. Полная теплота, выделившаяся при образовании ядра, имеет примерно тот же порядок величины, что и суммарная теплота распада долгоживущих радионуклидов, выделившаяся за всю историю Земли. Очевидно, образование ядра было одним из главных факторов разогрева недр Земли.

Возможным источником внутренней теплоты может быть диссипация энергии вращения Земли по мере замедления ее вращения из-за приливного взаимодействия с Луной и, в меньшей степени, с Солнцем. Небольшая часть этой энергии используется на ускорение движения Луны, а оставшаяся часть — на приливные деформации верхних оболочек Земли. Выделившаяся при этом теплота составляет небольшую долю полного ее потока.

Перенос теплоты в Земле. Одна из центральных проблем земного теплового потока состоит в объяснении механизма выноса теплоты из недр Земли. Большая часть теряющей Землей теплоты достигает ее поверхности посредством теплопроводности пород земной коры. Однако здесь возникает проблема, которая в изложении М. Ботта [19] представляется так. Если принять тепловой поток равным 62 Вт/м² и теплопроводность 2,512 Вт/(м·К), то геотермический градиент получится равным 25 °С/км. При сохранении такого градиента температура на глубине 100 км должна достигать 2500 °С, а значит вызывать обширное плавление. Поэтому до того, как достичь 100 км, геотермический градиент должен уменьшиться примерно в 10 раз. Выположивание кривой зависимости температуры от глубины можно объяснить либо концентрированием внутренних источников теп-

лоты вблизи поверхности Земли, либо более эффективным механизмом переноса теплоты, чем простая теплопроводность, либо совместным действием этих факторов.

При температурах выше 800–1500 °С значительное количество теплоты передается через породу л у ч е и с п у с к а н и е м . В результате лучистого переноса коэффициент теплопроводности увеличивается на дополнительную величину K_r . Величина K_r в значительной степени определяется прозрачностью силикатных минералов к несущим тепловую энергию красным лучам видимой области спектра и инфракрасным лучам. K_r является кубической функцией температуры.

Возможен и другой механизм переноса теплоты увеличивающий теплопроводность при высоких температурах. Теплота может передаваться «экситонами» – атомами, возбужденными радиацией [106]. Надо полагать, что интенсивность экситоновой теплопроводности соизмерима с лучистой теплопроводностью. Вполне вероятно, что эффективная теплопроводность верхней мантии глубже 100 км на порядок выше, чем у поверхности. Поэтому геотермический градиент на этих глубинах меньше. Увеличение теплопроводности с глубиной может прекратиться в переходной зоне мантии и ниже из-за увеличения непрозрачности.

Существует гипотеза о наличии тепловой конвекции в Земле. Тепловая конвекция в жидкой среде может вынести наверх большое количество теплоты даже при сравнительно небольшом температурном градиенте. По-видимому, именно конвекцией передается теплота вверх через внешнее ядро. Возможность осуществления тепловой конвекции в мантии определяется значениями вязкости последней и в настоящее время является предметом дискуссии. Зато не вызывает сомнения так называемая «проникающая» конвекция в верхней мантии, представляющая собой направленное вверх течение разогретых жидкостей с малой плотностью (гидротермальные растворы, магма).

Проблема эквивалентности континентального и океанического тепловых потоков. Сделав ставку на радиоактивный распад долгоживущих радионуклидов как один из основных источников энергии теплового потока, исследователи ожидали, что в области континентов, кора которых имеет мощный гранитный слой, тепловой поток будет значительно превышать тепловой поток через дно океана, в пределах которого в большинстве случаев гранитный слой отсутствует и кора значительно тоньше. Установленное практическое равенство средних тепловых потоков на континентах и в океанах явилось полной неожиданностью. Возникла проблема объяснения этого факта.

Предложено два различных объяснения. Согласно одному из них, под океанами и континентами находится примерно одинаковое количество радиоактивных нуклидов, причем большая их часть сконцентрирована в коре континентальных регионов, а под океанами основная их часть находится в верхней мантии. Детально эту гипотезу разрабатывал Г. Макдональд [268]. Из гипотезы Макдональда следуют далеко идущие выводы. В частности, необходимым условием является постоянство положений континентов и океанов и химическая дифференциация верхней мантии на раннем этапе ее развития.

Второе объяснение равенства континентальных и океанических тепловых потоков основывается на привлечении механизма конвекции для переноса теплоты в верхней мантии. Суть гипотезы состоит в том, что конвективные течения, поднимающиеся кверху вблизи океанических подводных хребтов, теряют теплоту при движении к континентам. При этом большая часть океанического теплового потока выносится из верхней мантии конвекцией, а основная часть континентального теплового потока создается радиоактивными источниками теплоты в коре и верхней мантии.

По справедливому замечанию М. Ботта [19], основным недостатком гипотезы конвекции является то, что она оставляет без ответа главный вопрос — причину равенства океанического и континентального потоков теплоты. Такого совпадения трудно ожидать, если океанический и континентальный тепловые потоки являются следствием различных и, очевидно, не связанных друг с другом процессов. К этому следует добавить уже высказанную выше мысль о том, что само наличие процесса конвекции в верхней мантии весьма дискуссионно.

Оценка температур внутри Земли. Экстраполяция теплового потока у поверхности Земли дает некоторые сведения о распределении температуры в верхнем 50-км слое мантии. Ниже этого слоя сведения о температуре не достоверны, хотя можно установить для нее некоторые ограничения, исходя из известных физических свойств мантии.

Тепловой режим верхнего слоя мантии в значительной степени определяется размещением источников теплоты и механизмом ее переноса, которые могут отличаться друг от друга в континентальных и океанических районах. Тем не менее, начиная с глубин в несколько сот километров субконтинентальные и субокеанические температуры должны сравняться, иначе возникли бы различия в плотности, вызванные тепловым расширением, которые не наблюдаются.

Важный вывод можно сделать и относительно геотермического градиента. Начиная с глубин порядка 60 км, он должен существенно уменьшаться с глубиной. В противном случае температура на глубинах порядка 100 км превысит температуру плавления наиболее тугоплавкого оливина. На поверхности оливин плавится при 1900°C , а при давлении 5 ГПа (глубина порядка 160 км) — при 2140°C . По-видимому, это абсолютный верхний предел температуры верхнего слоя мантии. Более вероятный предел температуры определяется температурой образования базальтовой магмы при частичном плавлении ультраосновных пород. На глубине порядка 100 км она составляет 1300°C , а на глубине 350 км — 2000°C . Таким образом, большая часть магмы (если не вся) должна формироваться в верхней мантии. В районах активного вулканизма (Гавайские острова, Камчатка) магма образуется на глубинах порядка 60 км. Температура на этих глубинах, по-видимому, достигает 1250 — 1300°C .

Температуру в нижней мантии обычно оценивают с помощью вычисленных значений термического градиента, принимая его равным адиабатическому ($-0,3^{\circ}\text{C}/\text{км}$), а температуру у границы мантии — ядро можно оценить экстраполяцией температуры плавления железа на высокие давления. На рис. 14, заимствован-

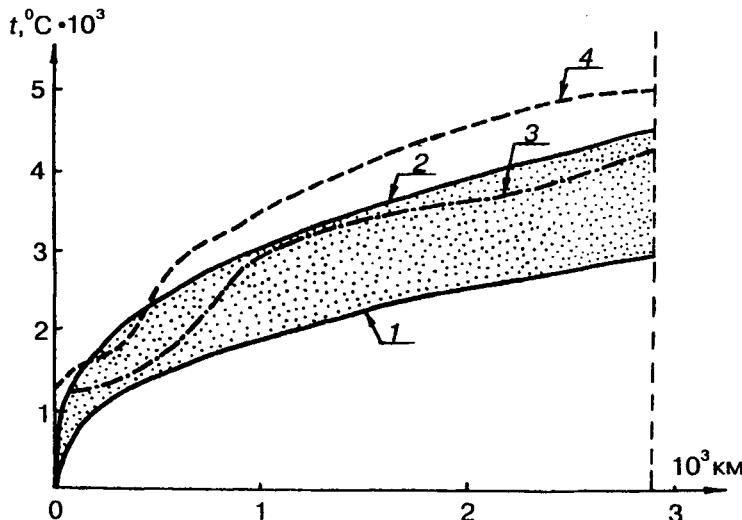


Рис. 14. Оценка изменения температуры с глубиной в мантии [19]:

1, 2 — соответственно нижний и верхний пределы изменения температур в мантии (точками выделена область возможной неопределенности); 3 — оценка температуры по электропроводимости; 4 — температура плавления вещества мантии

ном нами у М. Ботта [19], представлены некоторые сведения о радиальном распределении температур в мантии, а также графики температуры плавления вещества мантии, полученные Р. Аффеном [281] по значениям скоростей распространения сейсмических волн, и распределение температуры с глубиной, полученное Д. Тозером [277] по значениям электропроводимости.

2.4. Магнитное поле Земли

Современное магнитное поле. В первом приближении геомагнитное поле представляют полем магнитного диполя, помещенного в центр Земли (гипотеза центрального диполя). Магнитный момент такого диполя характеризуется величиной порядка $8 \cdot 10^{22}$ А·м², а его ось наклонена на $11^{\circ},5$ к оси вращения Земли. Считают [61], что лучшее приближение к наблюдаемому геомагнитному полю дает диполь, расположенный в магнитном центре Земли (гипотеза эксцентричного диполя). В частности, положение и ориентация диполя для эпохи 1955,0 г. следующие. Диполь смещен на 436 км от центра по направлению к точке поверхности с координатами $15^{\circ},6$ с.ш. и $150^{\circ},9$ в.д. В настоящее время полюсы эксцентричного диполя (геомагнитные полюсы) имеют координаты: $81^{\circ},0$ с.ш., $84^{\circ},7$ з.д. и $75^{\circ},0$ ю.ш., $120^{\circ},1$ в.д. В этих точках ось эксцентричного диполя не вертикальна, а наклонена на $3^{\circ},9$ к соответствующим магнитным полюсам. Координаты магнитных полюсов: $82^{\circ},4$ с.ш., $137^{\circ},3$ з.д. и $67^{\circ},9$ ю.ш., $130^{\circ},6$ в.д.

Наблюдаемое магнитное поле на поверхности Земли T является суммой полей, имеющих различные причины возникновения:

$$T = T_0 + T_m + T_a + T_e + \delta T,$$

где T_0 – поле, создаваемое однородной намагниченностью земного шара, называемое дипольным; T_m – недипольное поле, называемое полем мировых магнитных аномалий; T_a – поле локальных и региональных магнитных аномалий, обусловленных неоднородной намагниченностью верхних слоев земной коры; T_e – поле, обусловленное внешними причинами; δT – вариации магнитного поля во времени.

Сумма полей $T_0 + T_m$ образует главное поле, а сумму полей $T_0 + T_m + T_e$ часто называют нормальным полем Земли. Такое разделение во многом условно, но оно удобно для характеристи-

ки магнитного поля Земли. Сферический гармонический анализ геомагнитного поля, выполненный по современным и древним картам, свидетельствует о том, что с течением времени, начиная с 1840 г. по настоящее время эксцентричный диполь (магнитный центр) систематически смещался на северо-запад и удалялся от географического центра Земли. На рис. 15, *a*, *b*, заимствованном из [243], приведены графики изменения сферических координат магнитного центра (r_0 , φ_0 , λ_0) за 1840–1960 гг. Судя по координатам магнитного центра, пространственно он связан с внутренним ядром и, возможно, определяет его положение по отношению к внешнему. Величина магнитного момента M_0 , начиная с 1829 г. по настоящее время систематически уменьшается примерно от $8,5 \cdot 10^{22}$ до $8,0 \cdot 10^{22} \text{ A} \cdot \text{м}^2$.

И.М. Пудовкин и Г.Е. Валуева [162, 163], детально изучавшие эту проблему, на основе анализа геомагнитного поля за период с 1829 по 1965 г. вычислили координаты эксцентричного диполя r_0 , φ_0 , λ_0 для шести эпох (табл. 7).

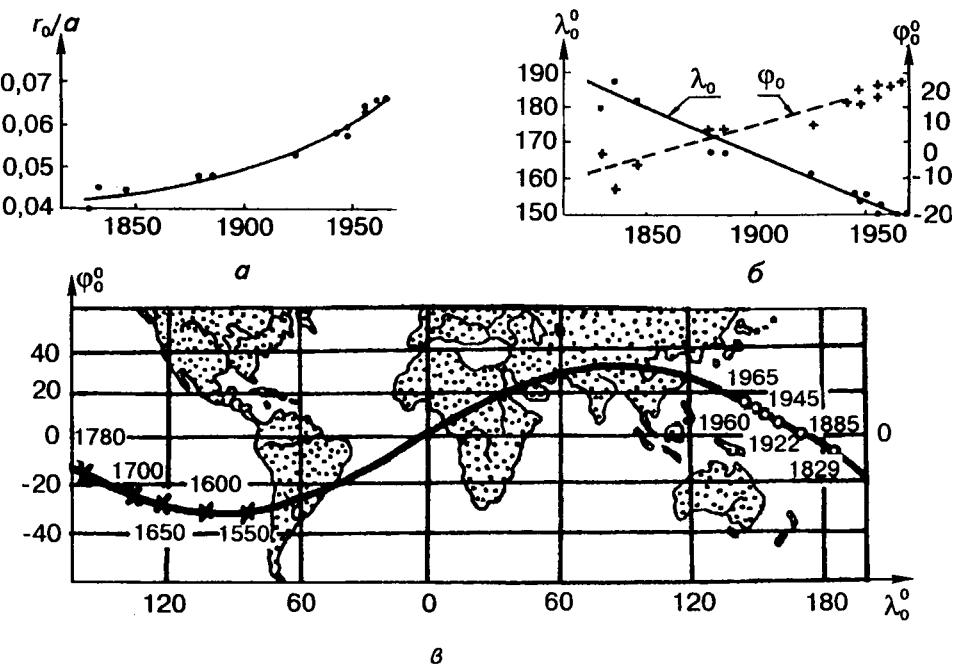


Рис. 15. Изменение координат магнитного центра Земли во времени:
r — расстояние от магнитного центра Земли в единицах радиуса Земли (*a*, *b*) и след плоскости дрейфа эксцентричного диполя на поверхности Земли (*в*)

Таблица 7. Координаты эксцентричного диполя за период с 1829 по 1965 г.

Эпоха	r_0 , км	φ_0 , град	λ_0 , град	Эпоха	r_0 , км	φ_0 , град	λ_0 , град
1829	265	98,0	186,0	1945	410	76,0	154,0
1885	320	87,5	170,0	1960	335	73,5	150,0
1922	370	80,5	160,0	1965	345	72,6	148,7

Результаты вычислений свидетельствуют о том, что эксцентричный диполь дрейфует в плоскости большого круга Земли, наклоненного к экватору под углом $\sim 31^\circ$, со средней угловой скоростью порядка $0^\circ,3$ в год. След этой плоскости на поверхности Земли приведен на рис. 15, в. Светлыми кружками изображены проекции эксцентричного диполя на земную поверхность (см. табл. 7). Приняв траекторию движения эксцентричного диполя в качестве эллипса, один из фокусов которого находится в геометрическом центре Земли, авторы определили полуоси этого эллипса 1150 и 770 км, а приняв среднюю скорость миграции диполя выдержанной, вычислили период его обращения — 1200 лет. Естественно, данных для названных экстраполяций далеко недостаточно, но в подтверждение таких представлений свидетельствует удивительное совпадение координат эксцентричного диполя, вычисленных Г. Барта по значительно менее точным исходным данным за период с 1550 по 1700 г. (на рис. 15, в они изображены крестиками). Тем не менее, в другой работе [164] авторы склоняются к возможности уменьшения периода обращения эксцентричного диполя до 600 лет и не исключают возможности представления его траектории спиральной линией.

Представление об изменении магнитного момента диполя за предыдущие тысячелетия дают археомагнитные данные. На рис. 16, а приведен график изменения магнитного момента (напряженности главного магнитного поля) Земли за последние 8,5 тыс. лет, построенный по мировым археомагнитным данным С.П. Бурлацкой [29, 30]. График свидетельствует о колебательном характере изменения магнитного момента Земли. Около двух тысяч лет тому назад магнитный момент Земли достигал максимальной величины, в полтора раза превышающей нынешнюю, а шесть тысяч лет тому назад был минимальным — около половины нынешнего. Таким образом, намечается период вариации магнитного момента Земли — 7–8 тыс. лет.

Изменения магнитного момента (напряженности магнитного поля) Земли в древние геологические эпохи отображают палеомагнитные данные. На рис. 16, б, заимствованном из [182], при-

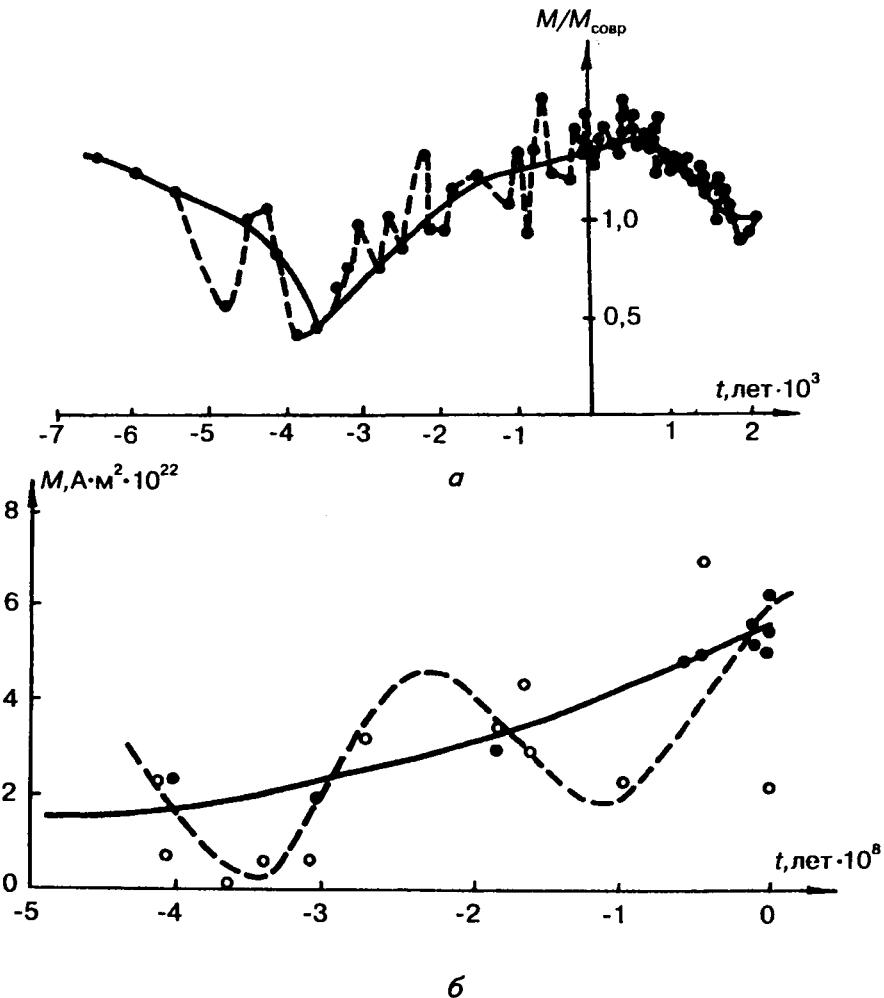


Рис. 16. Изменение магнитного момента земного диполя M за последние 8,5 тыс. лет по археомагнитным данным (а) и за последние 400 млн лет по палеомагнитным данным (б)

ведены данные П. Смита (темные кружки) и Дж. Брайдена (светлые кружки) о значениях дипольного момента Земли за последние 400 млн лет. Ф. Стейси [182], обращая внимание на естественный разброс точек по данным Дж. Брайдена, отдает предпочтение более плавно меняющимся значениям П. Смита, хоро-

шо ложащимся на сплошную кривую. Из поведения этой кривой он делает вывод, что, начиная с силура, дипольный момент Земли в общем возрастал. Нам представляется более вероятным закон этого возрастания, осложненный периодическими изменениями, показанными на рисунке штриховой линией. Он удовлетворяет обеим группам данных. Период колебания осложнений получается порядка $200 \cdot 10^6$ лет. К сходным выводам пришли также А.С. Большаков и Г.М. Солодовников [17].

Определения магнитного момента в докембрии весьма ограничены. Ф. Стейси [182] со ссылками на Эванса, Мак Элхини и Кармайкла указывает, что средняя напряженность магнитного поля Земли прошла через минимум около 500 млн лет тому назад и что кривую, приведенную на рис. 16, б, нельзя экстраполировать назад и получить пренебрежимо малое поле в докембрии, поскольку между $1 \cdot 10^9$ и $2 \cdot 10^9$ лет тому назад напряженность магнитного поля была больше, чем сейчас. Эванс и Мак Элхини по габброидам Африки, возраст которых $2,6 \cdot 10^9$ лет, установили, что магнитное поле в то время было соизмеримо по напряженности современному.

В процессе палеомагнитных исследований было открыто очень важное свойство древнего магнитного поля Земли – «инверсия». *Инверсия* представляет собой смену направления магнитного момента (вектора напряженности магнитного поля) Земли на обратное. Известно [192], что перед инверсией напряженность магнитного поля уменьшается в среднем в 7–10 раз. Это сопровождается увеличением амплитуды его вековых вариаций, причем возмущенность поля достигает такого уровня, что происходят кратковременные изменения его полярности. Затем следует сама инверсия поля – обращение вектора напряженности \vec{T} , а далее – постепенное увеличение напряженности поля до его первоначального абсолютного значения. Весь процесс занимает около 10^5 лет, из которых собственно инверсия поля длится порядка 10^4 лет.

Инверсии магнитного поля Земли – явление довольно распространенное в геологическом прошлом. Только в течение фанерозоя ($500 \cdot 10^6$ лет) их было более тысячи. Последняя из них произошла $(40...43) \cdot 10^3$ лет тому назад. Поскольку геомагнитные инверсии синхронно охватывают всю Землю и оставляют «след» в геологических образованиях, их можно использовать для создания геохронологических шкал. Важно подчеркнуть, что открытие инверсий нарушило многие укоренившиеся представления о маг-

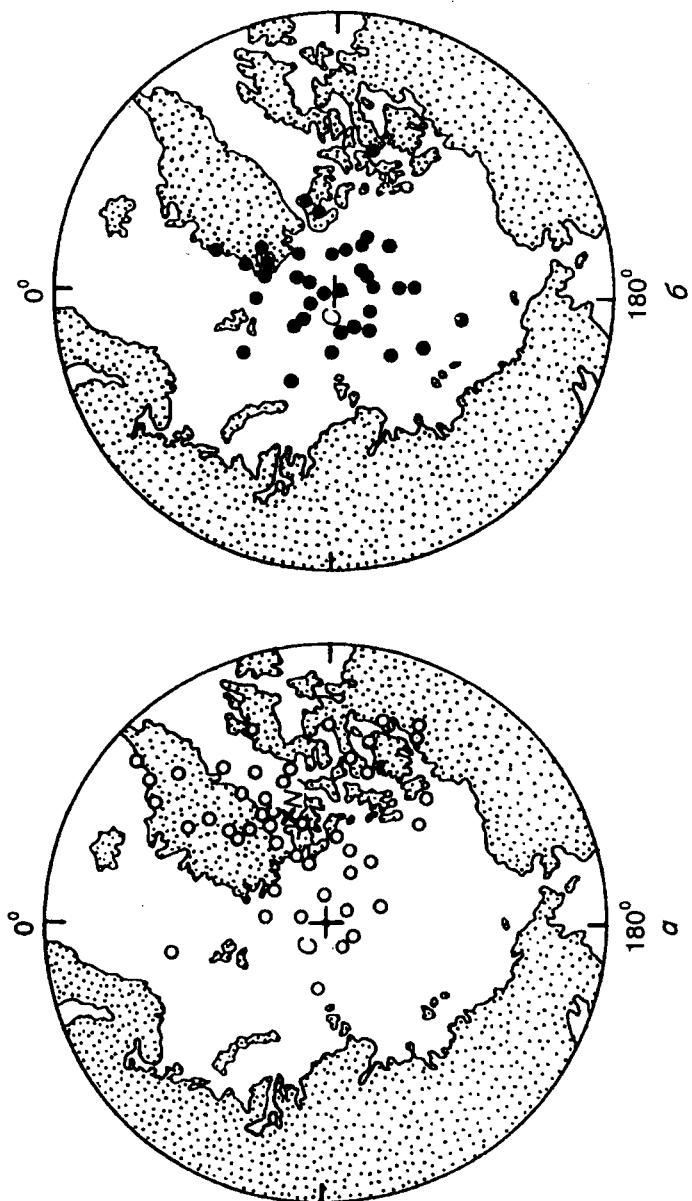


Рис. 17. Положение виртуальных геомагнитных полюсов (светлые кружки) эпохи 1955 г. (а) и палеомагнитных полюсов (тёмные кружки) постглациального периода (б):
 N – геомагнитный полюс; C – географический полюс

нитном поле Земли. В частности, ни одна из гипотез возникновения магнитного поля Земли не может быть принята, если не объясняет природу инверсий.

Полюсы магнитного поля. Одной из основных характеристик дипольного магнитного поля является положение полюсов на поверхности Земли. Различают полюсы геомагнитные — точки, в которых пересекается ось диполя с геосферой, и виртуальные геомагнитные — геомагнитные полюсы, вычисленные по известным значениям склонения D и наклонения I магнитного поля.

На рис. 17, *a*, заимствованном из [243], показано положение виртуальных геомагнитных полюсов эпохи 1955 г., вычисленных по данным магнитных обсерваторий. Поскольку наблюдаемые значения D и I значительно отличаются от дипольных за счет влияния недипольной части поля, в местоположениях виртуальных полюсов и геомагнитного полюса N возникают расхождения, достигающие 20° . Обращает на себя внимание почти равномерный разброс виртуальных полюсов вокруг геомагнитного полюса, а среднее их положение практически совпадает с последним.

Представления о положении геомагнитных полюсов в последние тысячелетия получают из археомагнитных данных, а в предыдущие геологические эпохи — из палеомагнитных. Прежде чем приступить к обсуждению закономерности расположения архео- и палеомагнитных полюсов следует специально подчеркнуть, что их координаты вычисляются исходя из гипотезы центрального осевого диполя. Следствием такого подхода является теорема, что среднее положение геомагнитного полюса за промежуток времени, исчисляемый тысячелетиями, должно соответствовать географическому полюсу. Эта теорема подтверждается специальными исследованиями [259, 264 и др.]. При палеомагнитных исследованиях, как правило, в каждой точке наблюдения отбирается ряд образцов, возраст которых изменяется в пределах десятков тысяч и более лет. Средний виртуальный полюс, вычисленный для такой коллекции, будет свободен от влияния древних вековых вариаций, период которых 10^4 лет и менее. Его называют *палеомагнитным полюсом*. На рис. 17, *b* приведен пример, иллюстрирующий справедливость приведенной выше теоремы о соответствии среднего положения палеомагнитных полюсов географическому полюсу C .

На рис. 18 приведены стериограммы перемещения виртуального магнитного полюса в предыдущие тысячелетия, составленные по археомагнитным данным на территории Украины и Молдавии Г.Ф. Загнием и О.М. Русаковым [71]. Авторы, указывая на

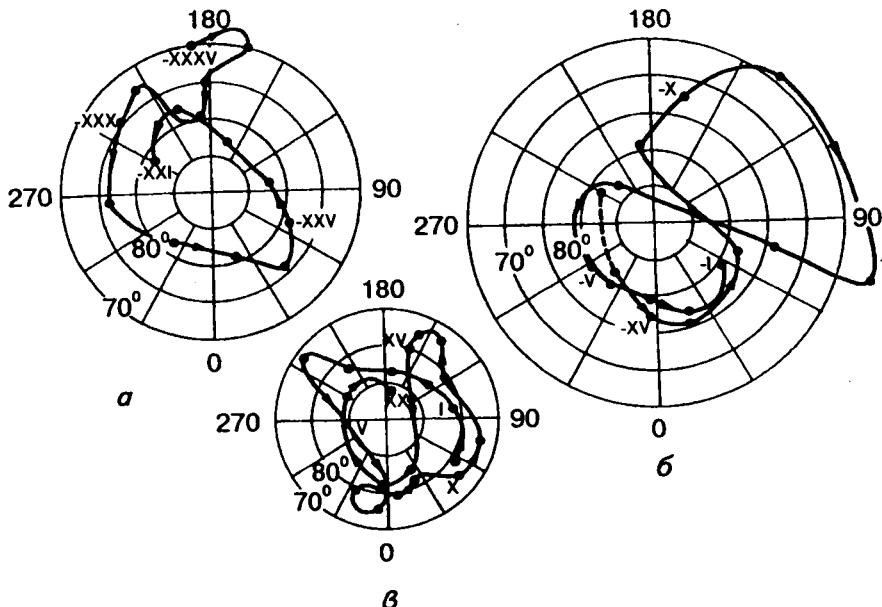


Рис. 18. Дрейф виртуальных геомагнитных полюсов по археомагнитным данным для Украины и Молдовы [71]:

a — за период с XXXV по XXI век до н. э.; *b* — за период с XVII по I век до н.э.; *в* — за период с I века до н.э. по XX век н.э. (римскими цифрами обозначены века, к середине которых относятся положения виртуальных геомагнитных полюсов)

сложную петлеобразную траекторию, подчеркивают преобладающее по времени смещение виртуального магнитного полюса против часовой стрелки, т.е. восточный дрейф дипольного поля с основным периодом порядка 1200 лет.

Установлено, что палеомагнитные полюсы в течение всей геологической истории Земли непрерывно меняли свое положение относительно современного положения географических полюсов, а это значит, что и географические полюсы непрерывно мигрировали по поверхности Земли. Среднюю линию, проведенную по отношению к палеомагнитным полюсам, вынесенным на современный геоид, называют *кривой миграции полюсов*. Оказывается, что кривые миграции, построенные по результатам палеомагнитных исследований на образцах с разных континентов, не совпадают между собой, причем расхождение кривых миграции тем больше, чем древнее рассматриваемая эпоха (рис. 19). Этот факт используется сторонниками новой глобальной тектоники

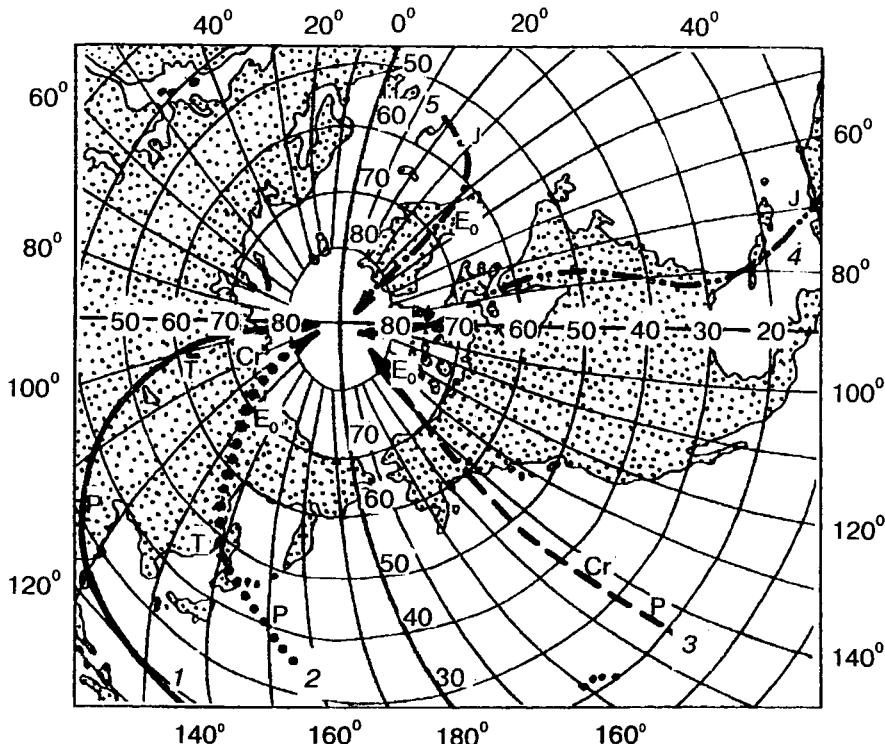


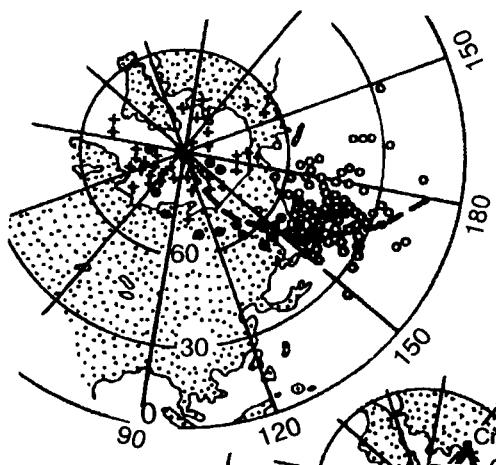
Рис. 19. Кривые миграции палеомагнитных полюсов, устанавливаемых по данным, полученным для разных континентов или их частей [57]:

1 – Северная Америка; 2 – Европа; 3 – Африка; 4 – Индия; 5 – Австралия

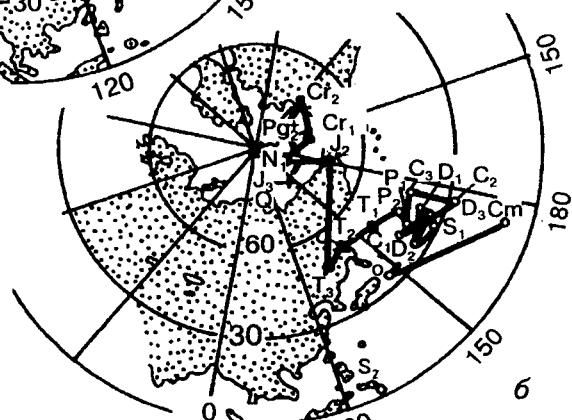
как доказательство дифференциальных перемещений литосферных плит по отношению друг к другу.

Возможно и другое объяснение этого факта. Дело в том, что элементы древнего геомагнитного поля определяются относительно современного геоида, который оказывается деформированным по сравнению с древним. Причем степень его деформации пропорциональна разности между древней изучаемой эпохой и современной. Следовательно, расхождения между вычисляемы-

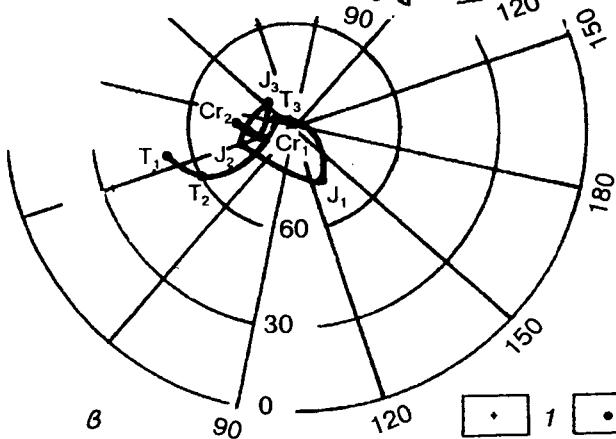
Рис. 20. Положение палеомагнитных полюсов в различные геологические эпохи:
 а – по данным палеомагнитных определений на Восточно-Европейской платформе (штриховая линия – кривая миграции полюсов); б – средние положения полюсов в различные геологические периоды, вычисленные Г.М. Ставас по указанным выше данным; в – траектория Северного полюса в мезозое, вычисленная О.М. Русаковым; 1–3 – соответственно кайнозойские, мезозойские и палеозойские магнитные полюсы



a



b



c

- 1
- 2
- 3

ми координатами полюсов в разных точках Земли должны увеличиваться со временем. К сожалению, этой проблеме не уделяют должного внимания при анализе палеомагнитных данных.

На рис. 20, *а* приведены положения палеомагнитных полюсов в фанерозое по результатам палеомагнитных исследований в пределах Восточно-Европейской платформы. Они образуют сложные сочетания, концентрируясь в «облака» по эрам. Там же показана кривая миграции полюсов. Она отражает общую тенденцию их перемещения, а не реальную траекторию. Г.М. Стлас рассчитала средние положения палеомагнитных полюсов по геологическим периодам. Осредненные положения полюсов соединены между собой линиями (см. рис. 20, *б*). Полученный график изменения положения полюсов тоже нельзя считать траекторией движения полюса, поскольку в интервале между средними значениями путь полюса остается неизвестным. Тем не менее, из анализа графика следует важный вывод: перемещение палеомагнитного полюса по поверхности Земли в ранние геологические эпохи было не монотонным в одном направлении, а сложным, петлеобразным.

Некоторые представления о форме траекторий палеомагнитных полюсов дает траектория Северного полюса, вычисленная О.М. Руслаковым по данным, полученным в пределах Восточно-Европейской платформы для мезозоя (см. рис. 20, *в*). Обращает на себя внимание сложный петлеобразный характер траектории. По-видимому, такие петлеобразные участки траекторий являются результатом сло-

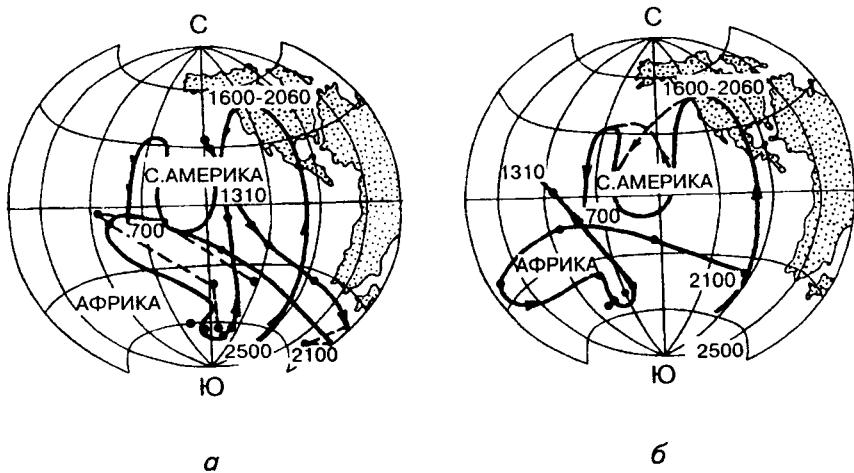


Рис. 21. Предполагаемые траектории движения магнитных полюсов в докембре, построенные Г. Спиллом [276]:

а — по данным Мак Элкини и др.; *б* — по данным Дж. Булларда и др. Цифры на рис. — радиогеохронологический возраст образцов горных пород, использованных для определения положения полюсов

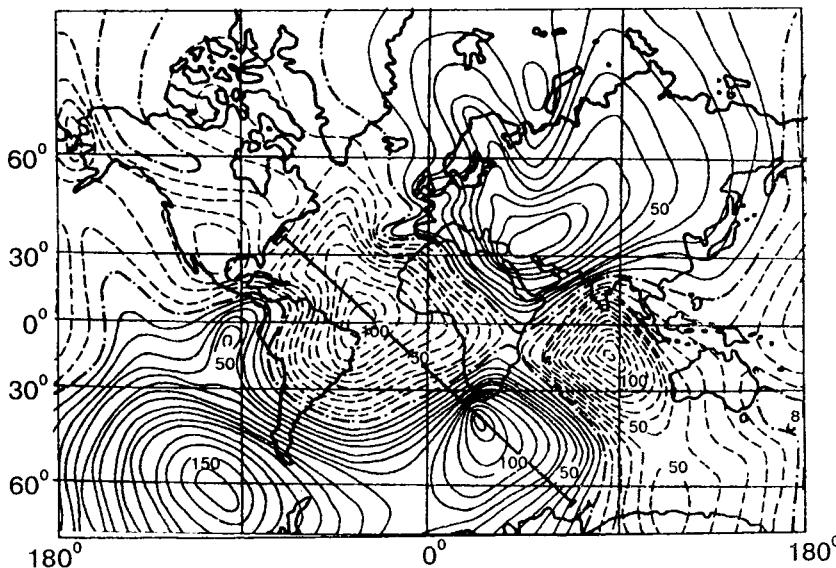
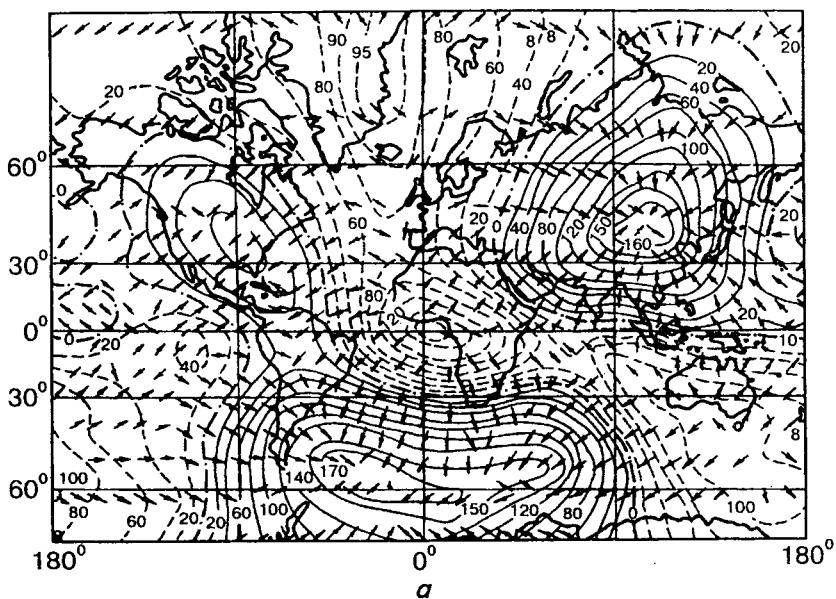
жения монотонной региональной составляющей движения полюса и близких к круговым или эллиптическим периодических составляющих. На рисунке проявляются только составляющие с большими периодами порядка десятков миллионов лет.

Еще сложнее определяется траектория палеомагнитного полюса в докембрии. Главная трудность состоит в очень ограниченном количестве палеомагнитных данных и значительно большем интервале времени. Тем не менее, имеющиеся сведения о положении полюсов в докембрии, полученные по результатам палеомагнитных измерений в Северной Америке и Африке, в сочетании с результатами геохронологического определения возраста пород свидетельствует о сложном *п е т л е о б раз н о м* движении полюса по поверхности Земли (рис. 21).

Недипольное поле и его вариации. Аналитический метод разложения потенциала магнитного поля Земли в ряд даёт возможность количественно разделить наблюдаемое поле на *дипольное* и *недипольное*, называемое иногда *полем материковых аномалий*. При этом используется гипотеза центрального диполя. На рис. 22, *a* приведена карта вертикальной и горизонтальной составляющих поля мировых магнитных аномалий. Как видно из рисунка, на земной поверхности наблюдаются, по крайней мере, шесть крупных мировых магнитных аномалий, интенсивность которых в экстремумах достигает одной четверти от максимальных значений напряженности магнитного поля Земли.

Важной особенностью мировых магнитных аномалий считается так называемый *западный дрейф*, под которым понимают перемещение всей системы изолиний мировых магнитных аномалий с востока на запад. Скорость западного дрейфа характеризуют величинами от $0^\circ,1$ до $0^\circ,3$. Э. Буллард [258], детально занимавшийся этим вопросом, получил значение $0^\circ,18 \pm 0^\circ,015$. Е. Вестин [283], кроме того, установил менее значительное смещение к северу, которое он объясняет дрейфом эксцентричного диполя вокруг оси, перпендикулярно оси вращения Земли, и в плоскости меридиана $\lambda = 264^\circ$ в.д.

Вариации магнитного поля δT состоят из сложного сочетания разнопериодных компонент. Наибольший интерес имеют так называемые *вековые вариации*, или *вековой ход магнитного поля*, представляющие собой изменение среднегодовых значений элементов земного магнетизма во времени. К сожалению, данными прямых измерений магнитного поля в единичных точках (Лондон, Париж, Рим) исследователи располагают в интервале времени порядка 400 лет, а в большинстве обсерваторий наблюдения ведутся всего 100–120 лет. Пополнить сведения о геомагнитном поле за последние столетия могут косвенные данные об элементах магнитного поля, полученные в результате археомагнитных исследований. Естественно, их точность значи-



тельно ниже прямых измерений. В частности, ошибки датировки в среднем составляют 10 % возраста получаемых измерений, но археомагнитные исследования позволяют расширить изучаемую эпоху до 10 тыс. лет. Ниже приведены некоторые сведения, полученные из совокупности результатов прямых измерений элементов магнитного поля и археомагнитных данных.

На рис. 22, б приведена карта изопор вертикальной составляющей напряженности магнитного поля, построенная Е. Вестином [260] для эпохи 1942 г. Обращает на себя внимание много общих черт этой карты с картой недипольного поля (см. рис. 22, а). Сравнение коэффициентов разложения магнитного поля Земли и его вековой вариации подтверждает вывод о преобладании в вековой вариации высокочастотных компонент, т.е. о преимущественной связи вековой вариации с недипольным полем.

Существенными особенностями распределения изопор является их подвижность во времени и изменение значений δT в экстремумах. Названные изменения картины изопор очень похожи на смещение центров мировых магнитных аномалий к западу и также именуются западным дрейфом. Е. Вестин и др. [285] по данным магнитных обсерваторий определил скорость западного дрейфа поля вековых вариаций — $0^{\circ},18$ в год.

Такая же скорость получается и по археомагнитным данным за последнюю тысячу лет [31]. Кроме западного дрейфа, экстремумы изолиний векового хода магнитного поля обнаруживают также северное (в Северном полушарии) и южное (в Южном полушарии) смещения, но скорости этих смещений гораздо меньше западного дрейфа. Вековые вариации разных периодов могут быть разложены на дрейфующую и недрейфующую компоненты. Соотношение этих компонент различно. Наиболее отчетливо западный дрейф выражен у вариации с 600-летним периодом. У вариации с периодом в 60 лет, наоборот, преобладает недрейфующая компонента. Отсюда напрашивается вывод о том, что вековой ход магнитного поля нельзя объяснить только наличием западного дрейфа мировых магнитных аномалий, а необходимо предположить существование собственных источников вековых вариаций магнитного поля.

Интересные данные о западном дрейфе вековых вариаций магнитного поля получил Т. Юкутаки [288], исключив их недрейфующую часть. Оказалось, что в разных точках земной поверхности скорость западного дрейфа вековых вариаций компонент напряженности

Рис. 22. Карты вертикальной и горизонтальной составляющих поля мировых магнитных аномалий (а) (изолинии даны в микротеслах в год) и изопор вертикальной составляющей напряженности магнитного поля (б) для эпохи 1942 г. (изолинии даны в нанотеслах в год)

сти магнитного поля колеблется от 0,62 до $-0,30$ град/год. Вряд ли это случайные отклонения. Т. Юкутаки объяснил это влиянием неоднородностей в мантии, деформирующим изолинии магнитного поля, возникающие на границе ядра и мантии.

Г.Ф. Загний и О.М. Русаков [71] считают западный дрейф обусловленным не смещением очагов векового хода, а результатом взаимодействия пульсирующих стационарно расположенных источников типа мировых магнитных аномалий и дипольного поля. Кратко их гипотеза сводится к следующему.

В жидком ядре находится эксцентричный магнитный диполь, который прецессирует преимущественно в восточном направлении со скоростью 0,3 град/год, сохраняя постоянными амплитуду и частоту прецессии. Одновременно он перемещается на северо-восток. В определенные эпохи на границе ядро — мантия зарождаются источники мировых магнитных аномалий. В результате взаимодействия поля главного диполя мировой аномалии возникает дрейф центров векового хода магнитного поля: западный, если поля находятся в противофазе, или восточный, если они совпадают по фазе. Источники недипольного поля жестко связаны с мантией, а интенсивность мировых магнитных аномалий изменяется, поскольку все источники проходят цикл рост — распад. Такой гипотезе автор настоящей работы отдает предпочтение, поскольку она относительно просто объясняет наличие дрейфа поля разного знака, синхронность колебаний компонент напряженности поля, существование основного 1200-летнего периода изменения составляющих поля и некоторые другие.

И.М. Пудовкину и Г.Е. Валуевой [165] удалось доказать, что если при вычислении мировых магнитных аномалий в качестве нормального поля принять поле эксцентричного диполя (а не жестко связанного с осью вращения Земли или ее центром), то экстремумы остаточного поля за весь исследуемый период (1885—1965 гг.) не меняют своих положений. Следовательно, западный дрейф мировых магнитных аномалий обусловлен дрейфом главного эксцентричного диполя.

Проблему физической природы мировых магнитных аномалий в настоящее время нельзя считать решенной. Существуют две группы альтернативных точек зрения на эту проблему. Сторонники первой группы [155, 160 и др.] связывают крупные региональные и мировые магнитные аномалии, а также поле вековых вариаций с явлениями в земной коре. Сторонники второй группы точек зрения [76, 152, 257 и др.], преобладающей в настоящее время, объясняют возникновение аномалий наличием системы диполей, расположенных в жидком ядре вблизи границы

ядро — мантия, или соответствующих этим диполям токов, а в последнее время — неоднородностями на границе ядро — мантия, нарушающими «нормальную» конвекцию вещества в жидким ядре.

Спектр периодов временных вариаций. По результатам измерений магнитного поля в обсерваториях и пунктах векового хода, а также гармонического анализа археомагнитных данных устанавливается дискретный характер спектра периодов вековой вариации: 22; 50—70 (60), 120, 180, 350, 500—600, 1000, 7000—8000 лет. При этом вариация с периодом \sim 600 лет выражена наиболее четко и имеет максимальную амплитуду.

В связи с ограниченностью палеомагнитных данных о вариациях магнитного поля в древние геологические эпохи трудно установить возможные периоды этих вариаций. Тем не менее, ряд исследователей называют периоды вековых вариаций порядка 30, 150 и 250—300 тыс. лет. Г.Н. Петрова и С.П. Бурлацкая в своем обзоре [153] на основании имеющихся в настоящее время данных (прямых наблюдений за геомагнитным полем, архео- и палеомагнитных исследований) приводят следующий спектр периодов колебаний геомагнитного поля: 11,4; 20; 60; 360; 600; 900; 1200; 1800; 3000; 8000; 30 000; 150 000; 250 000—300 000 лет. При этом они подчеркивают, что ошибка в оценке периода уже для колебаний \sim 10⁴ лет составляет не менее 10 %, а для колебаний \sim 10⁵ лет может достигать 20 %.

2.5. Взаимосвязь магнитного поля с другими геофизическими явлениями

Магнитосфера. Известно, что с удалением от поверхности Земли влияние магнитных неоднородностей ее верхних оболочек уменьшается и геомагнитное поле приближается к дипольному. Наряду с этим происходит взаимодействие геомагнитного поля с солнечным ветром. В результате такого взаимодействия в потоке солнечного ветра образуется полость, вдоль границы которой в узком (\sim 10⁷ см) переходном слое текут электрические токи, поле которых полностью компенсирует геомагнитное поле в пространстве вне полости. Таким образом, силовые линии геомагнитного поля оказываются целиком замкнутыми внутри полости, получившей название *магнитосферы* (рис. 23). Схема деформации силовых линий геомагнитного поля по данным искусственных спутников Земли [243] приведена на рис. 23, а. Штриховыми линиями изображены силовые линии земного диполя, а сплошными — геомагнитного поля.

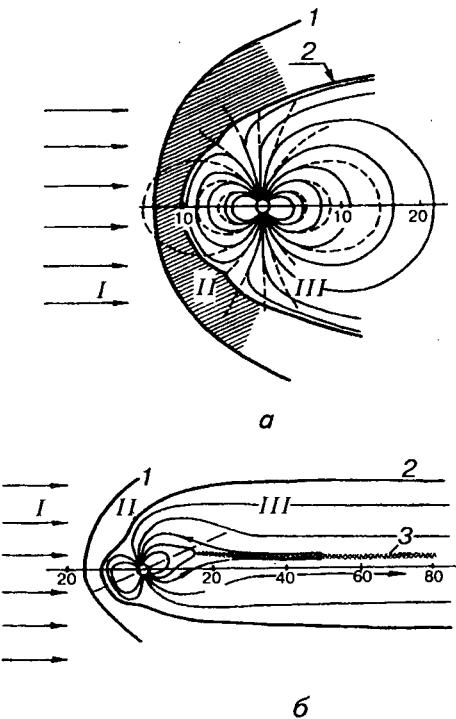


Рис. 23. Разрез магнитосферы Земли в плоскости полуденно-полуночного магнитного меридиана в ближайшем околоземном пространстве (а) и там же, включая геомагнитный шлейф (б):

I — межпланетное пространство, ненарушенное магнитным полем Земли; II — переходная область, обусловленная взаимодействием солнечного ветра с геомагнитным полем; III — магнитосфера — область пространства, занятая магнитным полем; 1 — фронт ударной волны; 2 — магнитопауза (граница магнитосферы); 3 — нейтральный слой в геомагнитном шлейфе; штриховыми линиями изображены силовые линии невозмущенного дипольного поля, сплошными — силовые линии магнитного поля в магнитосфере

рию географического полюса по палеомагнитным данным. В частности, из данных об изменениях географического полюса и положения палеомагнитных полюсов следует вывод: траектория движения палеогеографического полюса представляет собой сложную петлеобразную кривую, характеризующую поступательное движение полюса по геосфере, с наложенными на него периодическими компонентами разных порядков. Самые коротко-

Граница магнитосферы со стороны Солнца находится на расстоянии порядка десяти радиусов Земли. С противоположной стороны тянется своеобразный шлейф магнитного поля Земли (см. рис. 23, б), интенсивность которого в районе орбиты Луны составляет 10—18 нТл, а направление почти параллельно линии Земля — Солнце. В средней части шлейфа наблюдается нейтральный слой. Переходная область ограничена с одной стороны магнитосферой, а с другой — отходящей ударной волной солнечного ветра. Она представляет собой поток турбулентной плазмы и флукутирующего магнитного поля.

Геомагнитные и географические полюсы. Пользуясь приведенной в п. 1.3 теоремой о соответствии среднего положения геомагнитного полюса (за интервал времени порядка 10^4 лет) географическому полюсу, можно восстанавливать траекто-

периодные компоненты (1 и 1,2 года) представлены траекториями, близкими к круговым со средним радиусом порядка $0'',2$. Периодические компоненты одного порядка для фанерозоя имеют размах порядка 15° , а период — галактический год — эру. Траектория движения полюса должна напоминать систему удлиненных циклоид, подобную изображенной на рис. 18, в, осложненную петлями высших порядков.

Магнитный центр и внутреннее ядро Земли. Поскольку геомагнитный центр пространственно попадает во внутреннее ядро Земли, то возникает естественное стремление найти их взаимосвязь. Одним из первых, кто положил начало изучению этой проблемы, был Г. Барта [247]. Если справедливо предположение Г. Барта о совмещении магнитного центра Земли с центром внутреннего ядра, т.е. твердое внутреннее ядро дрейфует в жидким по описанному выше закону, то на поверхности Земли в соответствии с этим должно иметь место глобальное изменение ускорения силы тяжести во времени.

Э.Э. Фотиади и др. [215], занимавшиеся изучением этой проблемы, вычислили, что ожидаемое максимальное изменение ускорения силы тяжести в эпицентре диполя (район Марянских островов) должно быть порядка 4 мГал/год, с удалением от эпицентра уменьшается, и в пределах Европейской части бывшего СССР и Кавказа — снижается до значений 0,15—0,20 мГал/год.

На основании анализа имеющихся фактических данных об изменениях ускорения силы тяжести на Кавказе, в Индии и др. районах авторы приходят к выводу, что они не противоречат высказанной идеи, но и не могут служить ее бесспорным подтверждением, поскольку фиксируемые расхождения ускорения силы тяжести в основном лежат в пределах точности измерений, хотя необходимая тенденция прослеживается. Точность современной аппаратуры вполне достаточна для решения этой задачи.

Авторы подчеркивают еще один аспект этой проблемы: следствием дрейфа внутреннего ядра в пределах внешнего должно быть изменение момента инерции Земли. Следовательно, вскрывается еще один возможный источник вариаций угловой скорости вращения Земли. Достаточно убедительным подтверждением этой мысли может служить установленная Е. Вестином [284] корреляция между нерегулярными изменениями продолжительности суток и вариациями широты и долготы эксцентрисичного диполя.

Магнитные аномалии и форма геоида. И.М. Пудовкиным и Г.Е. Валуевой [166] доказано, что введенные ими мировые маг-

нитные аномалии Z_{az} , полученные как разность между наблюдаемым полем и полем эксцентричного диполя, не только не дрейфуют, но и удовлетворительно коррелируются с превышениями геоида над сфероидом. На основе этого авторы сделали вывод об общности их генетической обусловленности.

Наряду с приведенными выше данными рассмотрим результаты сопоставления карты изопор вертикальной составляющей магнитного поля (см. рис. 22, б) и схемы высот геоида (см. рис. 3). Из этого сопоставления вытекает ряд интересных выводов. Кратко они сводятся к следующему.

1. Наблюдается определенная корреляция в расположении аномалий изопор вертикальной составляющей магнитного поля Земли и изолиний высот геоида. При этом следует обратить внимание не столько на экстремумы аномалий, сколько на прямолинейные области смены знака изолиний (ступени в уровнях) рассматриваемых величин. Такие области соответствуют границам крупных блоков верхних оболочек Земли (глубинным разломам). Однако, поскольку аномалии геоида обусловлены неоднородностями в верхних оболочках Земли, то источник магнитных аномалий надо искать там же.

2. Как отмечалось выше [201], глубинные неоднородности, обуславливающие аномалии геоида, начинаются в верхних слоях земной коры. Судя по строгой линейности изопор вертикальной составляющей магнитного поля в районах границ блоков, этот вывод справедлив и для магнитных неоднородностей. Во всяком случае такое поведение изопор исключает возможность объяснения их наличием источников, находящихся на глубине около половины радиуса Земли, т.е. на границе ядро – мантия. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен ниже.

Миграция полюсов и палеоклиматы. Об изменении климатов прошлого свидетельствуют находки ископаемых организмов и отложений пород в тех районах, где в настоящее время они не могли бы существовать. В качестве наиболее ярких примеров можно привести открытие угольных пластов в Арктике и Антарктиде. Физическая климатология утверждает, что причинами изменения климата могут быть: вариации солнечной радиации и ее изменения у поверхности Земли, обусловленные деформацией земной орбиты и изменением угла наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики; изменения широты и отражательной способности земной поверхности и прозрачности атмосферы, а также возможные изменения конфигурации океанов, материков и горных цепей на них. Распределение солнечной радиации на Земле явля-

ется основным фактором, определяющим широтную климатическую зональность. По утверждению Э.А. Бернара [14], на Земле всегда существовала широтная зональность солярного климата.

Сопоставление результатов определения палеоширот по палеомагнитным и палеоклиматическим данным для отдельных территорий Европы, Азии и Америки привели исследователей к выводу об их вполне удовлетворительной корреляции. Более того, был сделан вывод, что корреляция между древними климатическими и палеомагнитными широтами свидетельствует в пользу гипотезы Центрального осевого магнитного диполя и является самым прямым доказательством справедливости этой гипотезы для всего геологического времени [182].

Проблемы возникли тогда, когда была предпринята попытка совместить между собой данные по отдельным материкам или даже их частям, удаленным друг от друга. Выявились определенные расхождения, часть которых возможно связана с разной точностью восстановления палеоширот. Однако главное расхождение обусловлено различием кривых миграции палеомагнитных полюсов, устанавливаемых для разных континентов или их частей (см. рис. 19). Сторонники плейтектоники [22, 168 и др.] пытались объяснить эти расхождения относительными дифференциальными перемещениями материков (плит) друг относительно друга. Несмотря на определенные различия в реконструкциях положений материков в древние геологические эпохи, авторы этих реконструкций приходят к выводу о соответствии изменения палеоширот основным законам плейтектоники. Отношение автора к этой проблеме будет изложено в специальном разделе.

Раздел 3

ЗЕМНАЯ КОРА И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ

3.1. Общие сведения

Введение основных понятий. Первоначально, до разработки и использования геофизических методов, исходя из представлений о «горячем» происхождении Земли под термином земная кора понимали внешнюю твердую (каменную) оболочку Земли толщиной в несколько десятков километров, ниже которой располагается силикатный расплав (магма).

Из данных сейсмологии стало ясно, что верхняя оболочка Земли до глубины порядка 2900 км является твердой. В этой ситуации возник вопрос о механизме достижения отдельными блоками верхних оболочек Земли изостатического состояния. Была выдвинута гипотеза о существовании в верхней мантии слоя пониженной вязкости, способного к перетеканию и получившего название *астеносферы* (Г. Баррел, 1914 г.). При этом верхняя граница астеносферного слоя принималась в качестве поверхности изостатической компенсации. Верхняя оболочка Земли выше астеносферного слоя считалась твердой и получила название *литосферы*. В определенной степени литосфера оказалась аналогом земной коры.

Открытие сейсмологами в верхней мантии на глубинах от 50–60 до 200–250 км слоя пониженных скоростей распространения упругих волн (сейсмического волновода) в значительной мере укрепило гипотезу о существовании астеносферного слоя. Понижение скоростей обычно объясняют особыми термодинамическими условиями, приводящими к частичному плавлению или аморфизации вещества и к уменьшению вязкости астеносферы по сравнению с литосферой примерно на три порядка (до 10^{19} Па · с).

Представления о непрерывном распространении астеносферы в планетарном масштабе получили широкое развитие в геологии и лежат в основе многих гипотез, разрабатываемых как сторонниками идей новой глобальной тектоники, так и их оппонентами. Первые не могут обойтись без астеносферы как слоя, по ко-

торому происходят перемещения плит, а вторые рассматривают астеносферу в качестве слоя, в котором останавливается и преобразуется вещество, поднимающееся из верхней мантии.

Поскольку реальность существования астеносферы в основном базируется на наличии слоя пониженных скоростей распространения упругих волн в верхней мантии, отметим ряд его особенностей.

1. В настоящее время считается общепризнанным [23 и др.], что слой пониженных скоростей распространения упругих волн в верхней мантии и астеносферу нельзя идентифицировать, поскольку они имеют разную физическую природу. Тем не менее, высказывается предположение о возможной их пространственной близости.

2. В.З. Рябой [173], детально занимавшийся этой проблемой, на основании анализа мировых данных пришел к выводу, что астеносферный слой (слой пониженных скоростей) не является глобальным образованием, а имеет прерывистый характер. В частности, в континентальных областях этот слой слабо выражен либо отсутствует в пределах древних щитов или докембрийских платформ, а также в пределах некоторых океанических плит.

Приведенное выше заключение о прерывистом характере распространения слоя пониженных скоростей упругих волн, даже если его отождествлять с астеносферой, ставит под сомнение возможность его использования для объяснения перемещения по нему литосферных плит.

В 1909 г. югославским геофизиком А. Мохоровичичем на глубине порядка 50 км установлена четкая сейсмическая граница со скоростью распространения упругих волн 7,7 км/с. Последующие подтверждения наличия такой границы со скоростью $(8,0 \pm 0,2)$ км/с в разных геологических регионах послужили основой нового определения земной коры, которое сохраняется до сих пор. Под земной корой понимают низкоскоростной слой, перекрывающий мантию. За основание земной коры принимается верхняя сейсмическая граница, характеризующаяся скоростью распространения упругих волн порядка $(8,0 \pm 0,2)$ км/с и носящая имя ее первооткрывателя.

Выделение В. Конрадом (1923 г.) сейсмической границы внутри земной коры послужило основанием для представления последней состоящей из двух слоев со средними скоростями распространения упругих волн порядка 6,0 и 7,0 км/с. Поскольку такие величины скоростей распространения упругих волн свойственны соответственно гранитам и базальтам, то и выделенные

слои условно назвали «гранитным» и «базальтовым». Так возникла двухслойная модель земной коры.

Успехи, достигнутые в процессе использования метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), привели к уточнению описанной выше модели. В частности, установлено, что в земной коре фиксируется не одна, а несколько сейсмических границ, располагающихся как выше, так и ниже границы Конрада. При этом собственно граница Конрада выделяется не везде. Кора имеет сложное слоисто-блоковое строение с наличием макронаеоднородностей.

Представляется уместным отметить, что еще в 1968 г. один из ведущих специалистов в использовании метода ГСЗ И.П. Косминская [90] указывала на несоответствие понятия о «гранитно-базальтовой» коре новым данным. Она специально подчеркивала, что сохранение этих отживших представлений сковывает мысли исследователей, которые пытаются уложить сложные процессы формирования многослойной среды в узкие рамки двух слоев. Несмотря на это, двухслойной моделью земной коры во многих случаях пользуются до сих пор [52].

Наряду с рассмотренными выше структурными элементами верхней части Земли в современной литературе используется термин *тектоносфера*. Под тектоносферой обычно понимают верхнюю часть Земли, в пределах которой совершаются все активные тектонические процессы. Считают, что нижней границей тектоносферы является область расположения гипоцентров самых глубоких землетрясений. Она достигает глубин порядка 700–800 км.

Основные поверхностные структуры земной коры. Все поверхностные структуры земной коры можно разделить на два класса: континенты и океаны (рис. 24). Океаны покрывают примерно 70 % площади поверхности Земли, остальное приходится на континенты. Высотные отметки важнейших элементов рельефа изменяются от уровня вершин самых высоких гор (Эверест +8848 м) до уровня самых глубоких океанических желобов (Марианский желоб – 10 912 м). Средняя высота континентов равна 870 м, а средняя глубина океанических впадин – 3700 м. Зоны перехода от океанов к материкам представляют собой либо шельфы – мелководные моря глубиной порядка 100–200 м и шириной до 200 км, либо глубоководные желоба с островными дугами, как правило, ограничивающие окраинные моря. Континенты сложены породами, образовавшимися на протяжении времени, охватывающего большую часть истории Земли, насчитывающей около 4,6 млрд лет. Возраст океанов считается более молодым, не превышающим 200 млн лет.

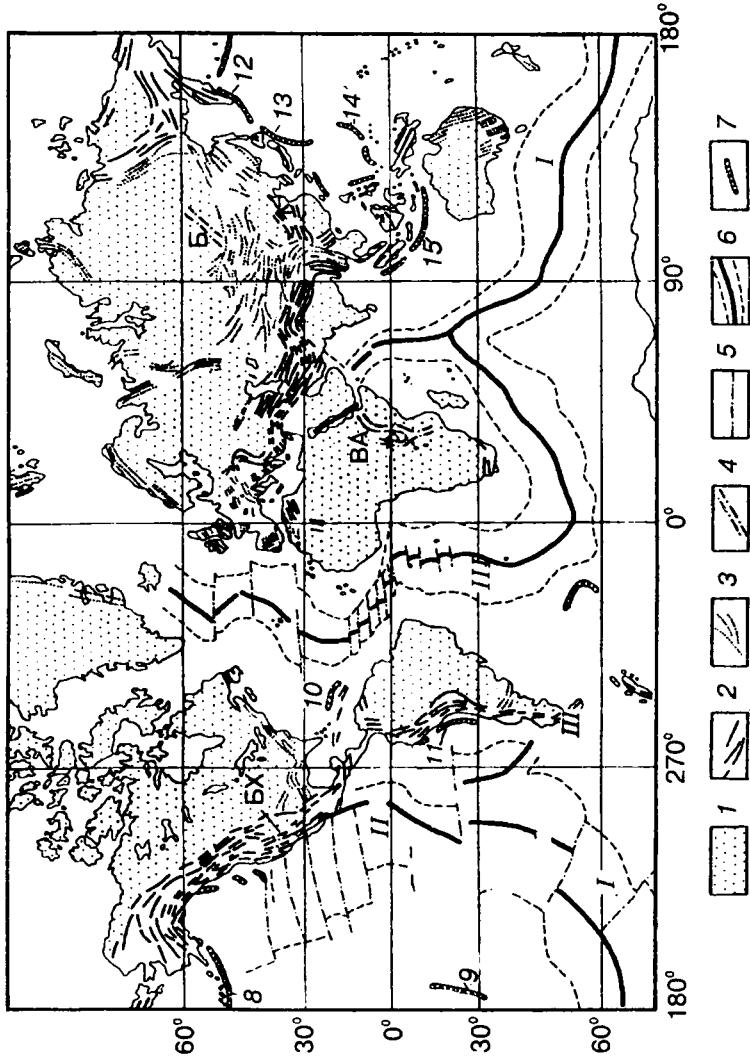


Рис. 24. Схема расположения основных поверхностных структур земной коры:

1 — докембрийские платформы; 2 — горно-складчатые сооружения третичного и более молодого возраста; 3 — горно-складчатые сооружения палеозойско-го возраста; 4 — континентальные рифтовые структуры (БХ — Бассеттов и Херботов, ВА — Восточно-Архангельская, Б — Байкальская); 5 — разломы в океане; 6 — средиземно-океанические хребты (I — Паккенганско-Антарктический, II — Восточно-Гидоокеанский, III — средиземно-Аллангитический); 7 — глубоко-водные желоба (8 — Алеутский, 9 — Тонга, 10 — Пурто-Рико, 11 — Перуанско-Чилийский, 12 — Курило-Камчатский, 13 — Японский, 14 — Маринский).

Основными структурными образованиями материков являются платформы и молодые горно-складчатые сооружения. Платформы представляют собой преимущественно равнинные образования, состоящие из фундамента, сложенного ультраметаморфическими и магматическими образованиями, и чехла средней мощностью 3—4 км, сложенного слабо метаморфизованными осадочными и осадочно-вулканогенными образованиями. В пределах платформы выделяются глубокие впадины, авлакогены и рифты, мощность осадочных образований в которых достигает 20 км, а также щиты. Последние представляют собой области, где фундамент платформы выходит на поверхность (мощность чехла 0—100 м). В настоящее время установлено, что состав фундамента в пределах щитов и других частей платформ практически одинаков.

На рис. 24 выделены горно-складчатые сооружения третичного, мезозойского и палеозойского возраста. Они представляют собой претерпевшие инверсию бывшие геосинклинальные области соответствующего возраста. Обращает на себя внимание несколько их особенностей.

1. В разрезе складчатых сооружений определенного возраста имеются более древние дислоцированные метаосадочные породы и почти всегда присутствуют молодые изверженные породы.

2. Горно-складчатым сооружениям со стороны платформы обычно сопутствуют предгорные «прогибы». Последние, как правило, отделены от горно-складчатых сооружений крупными разломами.

Дно океанов изучено, естественно, слабее чем материки. Основными структурами океанического дна являются океанические платформы (талассократоны), океанические хребты, рифты и глубоководные желоба с сопутствующими им островными дугами. Основные сведения о строении земной коры океанического дна получены сейсмическими методами. В частности, по скоростям распространения упругих волн океаническая кора (начиная от морского дна) разделяется на три слоя.

Слой 1 наряду с сейсмическими методами изучен путем извлечения колонок грунта со дна океана и бурением. На океанических платформах он представлен глубоководными осадочными образованиями, которые в верхней части не консолидированы, а ниже встречаются в виде глин и сланцев относительно молодого возраста (К—J). Средняя мощность слоя 1—0,5 км.

Слой 2 характеризуется скоростью распространения упругих волн порядка 5 км/с и средней мощностью порядка 2 км. Ис-

ходя из измерений V_p , его считают сложенным либо базальтовыми лавами, либо уплотненными осадками, либо чередованием тех и других [19]. В ряде случаев слой 2 представлен офиолитовыми ассоциациями пород в виде шаровых лав. Последние обычно секутся более поздними параллельными дайками габброидов, нижние части которых уходят в слой 3 [23].

Слой 3 является самым мощным слоем океанической коры и отличается удивительным однообразием толщины порядка 5 км и постоянством скорости распространения упругих волн $V_p = 6,4\ldots 7,0$ км/с. Существует несколько разных мнений о его составе: 1) основные изверженные породы типа габбро; 2) частично серпентинизированные перidotиты; 3) амфиболиты как продукт метаморфизма базальтового слоя [23].

Океанические подводные хребты образуют величайшую систему поднятий дна океана, общая длина которых достигает 80 000 км (см. рис. 24). Ширина хребтов — 500—1000 км. Гребни хребтов возвышаются в среднем на 2—3 км над дном океана. Вдоль гребней идут отчетливо выраженные глубокие рвы, называемые *срединными рифтами*. Более четко такие рвы выражены в Индийском и Атлантическом океанах. В ряде случаев срединные рифты смыкаются с континентальными (см. рис. 24).

Особенностями океанических хребтов являются смещения их осевых линий вдоль поперечных разломов (см. рис. 24), получивших наименование трансформных [210], и расположение пояса поверхностных землетрясений вдоль оси всей системы океанических хребтов, причем основная концентрация эпицентров наблюдается в зонах поперечных разломов. Считают, что землетрясения с эпицентрами у гребней хребтов вызываются силами растяжения, а землетрясения с эпицентрами в зонах поперечных разломов обусловлены сдвиговыми деформациями [19].

О составе пород, слагающих океанические хребты, можно судить по образцам, поднятым драгами. Наиболее распространенная в них порода — базальт, встречаются также габбро, серпентинит и другие, изверженные породы и их метаморфические разновидности.

Глубоководные желоба представляют собой крупные линейные структуры оседания океанического дна, глубина которых достигает ~11 км. Они обычно располагаются в зонах перехода от континента к океану и образуют системы: горно-складчатая окраина материка — глубоководный желоб (например, Перуанско-Чилийский) или островная дуга — глубоководный же-

лоб (например, Курило-Камчатский). Глубоководные желоба имеют асимметричную V-образную форму с большей крутизной крыльев ($8\text{--}20^\circ$) со стороны суши. Нижняя часть желобов может быть заполнена осадками и тогда они приобретают плоское дно.

Системы глубоководных желобов с сопутствующими им горно-складчатыми сооружениями или островными дугами характеризуются проявлениями землетрясений и вулканизма. При этом наблюдается определенная закономерность в пространственном расположении очагов землетрясений и вулканических аппаратов. На рис. 25, *a* приведена схема зоны расположения вулканов и план расположения эпицентров землетрясений в районе Перуанско-Чилийского желоба, на рис. 25, *б* – разрез по линии 1–1 (Г. Беньофф, [250]), а на рис. 25, *в* – по линии, пересекающей Курило-Камчатский желоб (Б. Гутенберг и К. Рихтер [57]).

Г. Беньофф [250], занимавшийся изучением расположения очагов землетрясений на границах перехода материк – океан, проинтерпретировал изображенное на рис. 25, *б*, *в* распределение очагов землетрясений как индикаторы зоны наклонных разломов. По его представлениям, эти зоны, получившие в литературе наименование зон *Беньоффа*, образуются под действием сил сжатия и падают под материк (островную дугу) под углами, приведенными на рис. 25, *б*. Все это послужило основанием для сторонников новой глобальной тектоники принять зоны Беньоффа в качестве зон субдукции, в которых океанические плиты задвигаются под континент.

Последующие исследователи по наличию уступов на крыльях Перуанско-Чилийского желоба приходят к выводу о его формировании в результате крутопадающих сбросов у основания континентального склона (главным образом вдоль древних разломов), происходивших в режиме растяжения [218, 265]. Отсутствие деформации осадочных отложений на внешней стороне желоба позволяет сделать заключение [274], что толща осадков не была вовлечена ни в настоящее время, ни в прошлом (по крайней мере, начиная с позднего плейстоцена) в задвигание под континент.

А.А. Пронин [159] на основе анализа данных по всем наиболее изученным глубоководным желобам, расположенным на внешних сторонах островных дуг или горно-складчатых окраин континентов, часть из которых приведена выше, приходит к выводу, что желоба представляют собой многоступенчатые грабены, сформировавшиеся под воздействием сил растяжения, а не сжатия. Существование же зоны в понимании Г. Беньоффа, а следовательно, и зон субдукции – сомнительно. В качестве дополнитель-

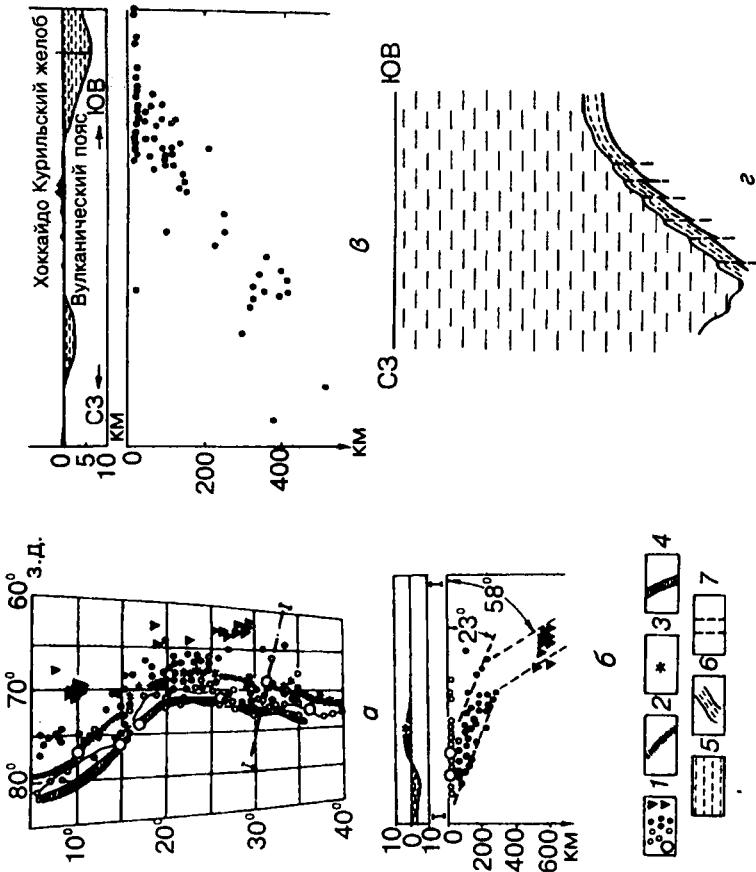


Рис. 25. Глубоководные жерла. Расположение очагов землетрясений Перуанско-Чилийского желоба в плане (a) и разрезе (б), Курильо-Камчатского желоба в разрезе (в), профиль Курило-Камчатского желоба по данным детальных сейсмических исследований (2): 1 — очаги землетрясений разной глубинности; 2 — профиль Курило-Камчатского желоба по данным детальных сейсмических исследований (2); 3 — зона распространения вулканов; 4 — отдельные конусы вулканов; 5 — контур глубоководного желоба; 6 — водный слой; 7 — разрывные нарушения

ного обоснования последнего вывода он приводит следующие аргументы. Во-первых, распределение очагов землетрясений в Перуанско-Чилийском желобе по более поздним данным имеет вид вытянутого облака, в пределах которого выделить зону Беньофа, т.е. наметить ее верхнюю и нижнюю границы, наподобие изображенной на рис. 25, б, можно только при большом воображении. Этот аргумент усиливается обнаружением очагов глубокофокусных землетрясений под дном глубоководных желобов или под их морским склоном. Во-вторых, наличие линейных зон распространения вулканов в пределах рассматриваемых систем (см. рис. 25) трудно себе представить без заранее существовавших субвертикальных разломов.

Остановимся еще на некоторых особенностях формы склонов желобов и покрывающих их осадочных образований. На рис. 25, г приведен один из сейсмических профилей Курило-Камчатского глубоководного желоба по Л.Р. Мерклину [72]. Наряду с общеизвестной асимметрией поперечного профиля желобов обращает на себя внимание следующее. В приокеанских склонах желобов под толщей океанических осадков мощностью 600—700 м на основании сейсмоакустического профилирования устанавливается наличие океанического фундамента, представленного серией уступов, вытянутых по простиранию желоба, и последовательно, в виде многочисленных мелких ступеней, опускающихся к оси желоба. Высота таких уступов составляет 200—500 м, ширина — 5—10 км. На рис. 25, г видна очень интересная особенность разреза, вызывающая недоумение как у сторонников происхождения желобов под действием сил сжатия, так и у сторонников образования их под действием сил растяжения: каждая геометрически более низкая ступень структурно чуть вздернута по отношению к более высокой, а в совокупности они образуют погружающуюся взбросовую (а не сбросовую) лестницу [72].

Для наших целей важно подчеркнуть две особенности описываемого разреза: нарушенность фундамента системой субвертикальных разрывов и специфическое поведение отдельных блоков фундамента. В частности, последовательное погружение блоков фундамента свидетельствует о формировании желоба в режиме растяжения, а взбросовый характер взаимоотношений соседних блоков — о режиме сжатия. Кажущееся, на первый взгляд, противоречие объясняется очень просто. Начальная стадия формирования глубоководного желоба происходит в режиме растяжения и реализуется в виде серии субвертикальных уступов (сбросов), наиболее крупные из которых приведены на рис. 25, г. В после-

дующие периоды при смене режима растяжения на режим сжатия происходит изменение направлений относительного перемещения блоков, приводящее к наблюдаемой картине.

Все изложенные выше фактические данные и их интерпретация позволяют предположить, что наиболее вероятной причиной описанных выше очагов землетрясений являются субвертикальные разрывы сплошности, начинающиеся от нижних границ параллельных разломов, нарушающих верхнюю часть коры в районах рассматриваемых систем.

Различия и общность земной коры на материках и в океанах. По данным сейсмологии и методом ГСЗ были установлены различия мощностей земной коры на материках (порядка 40 ± 10 км) и в океанах (порядка 15 ± 5 км), а также отсутствие так называемого «гранитного» слоя в глубоководных частях океанов и наличие вместо него океанического слоя 2, представленного преимущественно базальтовыми лавами. Эти и ряд других особенностей послужили сейсмологам основанием для разделения земной коры на два резко отличных по сейсмическим характеристикам типа — континентальный и океанический с выделением промежуточных подтипов. Естественным следствием такого разделения явились представления о различном происхождении земной коры на материках и в океанах, которые были использованы для обоснования некоторых тектонических концепций. В частности, в основе концепции тектоники плит лежат представления о новообразовании океанической земной коры в процессе «спрединга» океанического дна. Сторонники концепции геосинклиналей и платформ считают, что геосинклинали возникли на океанической коре.

Существует несколько альтернативных точек зрения, одна из которых сводится к следующему. В начальный период формирования Земли образующаяся на ней кора была однотипной. Некоторые различия она приобрела в последующие этапы формирования, в частности, в процессе образования океанов на Земле. Однако тогда океаническая кора должна иметь и определенную общность с континентальной. А.А. Пронин [159], изучив результаты глубоководного бурения с корабля «Глмар Челенджер» в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах и сопоставив их с результатами ранее выполненных исследований на островах и в приоceanских районах всех континентов, пришел к выводу не только об однотипности земной коры в океанических впадинах и на континентах, но и о периодических поднятиях и погружениях дна океанов. Причем наиболее устойчивые погружения, подтвер-

жденные фактическим материалом, имели место в посттриасовое, послемеловое и послепалеогеновое время.

В частности, А.А. Пронин установил следующее.

1. Потоки и покровы лав и пиропласты на дне океана так же, как и на континентах, приурочены к различным стратиграфическим уровням разреза (от позднего триаса до плейстоцена) и чередуются с осадочными породами, а не образуют единой базальтовой плиты («баземента»), возраст которой, по правилам концепций плейтектоники, должен увеличиваться по мере удаления от срединно-океанических хребтов и приближения к окраинам материков и островных дуг.

2. Имеется огромное количество фактов, указывающих на широкое развитие в коре океанических впадин на больших глубинах терригенных грубообломочных, угленосных и других образований, несомненно формировавшихся в мелководных морских и континентальных условиях. В частности, во всех океанах в процессе глубоководного бурения в значительном числе скважин под дном океана были установлены угленосные формации, приуроченные к различным стратиграфическим уровням меловых и третичных образований, имеющие а т о х т о н н о е происхождение. Эти факты наиболее бесспорно свидетельствуют о том, что в определенные промежутки времени поверхность дна океанов поднималась над уровнем моря и становилась сушей.

3. Изучение материалов, добывших из скважин глубоководного бурения, по наличию перерывов в осадконакоплении структурных несогласий или кор выветривания магматических образований позволяет выделить позднекиммерийскую, австрийскую, ларамийскую и позднеальпийскую эпохи тектонической активизации земной коры океанов, т.е. те же эпохи, которые были установлены ранее на континентах [158]. Более того, путем сравнения разрезов под дном океанов, на островах и океанических побережьях удалось произвести надежную корреляцию структурных несогласий, обусловленных проявлением тектонической активности той или иной тектонической эпохи. Все это может служить доказательством единого ритма во времени тектонических движений на суше и под дном океана.

Перечисленные выше данные привели А.А. Пронина к выводу о н е п р а в о м е р н о с т и выделения самостоятельного океанического типа земной коры. Подтверждением этого вывода служат данные о результатах изучения трапповых провинций Земли, установленные Г.Ф. Макаренко [110, 111]. В частности, из ее работ следует, что трапповые провинции на материках пред-

ставляют собой участки типичной земной коры океанического типа, только без водного покрова.

3.2. Сейсмогеологическая модель земной коры и верхней мантии

Под *сейсмогеологической моделью* земной коры и верхней мантии будем понимать совокупность поверхностей, аппроксимирующих земную кору и верхнюю часть мантии, состоящих из отдельных элементов с определенными сейсмогеологическими особенностями и соответствующих действующим законам распространения упругих волн. В настоящее время представляется, что земная кора и верхняя мантия состоят из отдельных структурно-вещественных комплексов, нарушенных серией иерархически подчиненных разломов, и, возможно, разделенных границами разного напряженно-упругого состояния. Структурно-вещественные комплексы могут иметь достаточно сложную форму; разломы ориентированы преимущественно в субвертикальном направлении, границы областей с разным напряжено-упругим состоянием представляют собой субгоризонтальные поверхности.

По мере накопления сейсмического материала и развития взрывной сейсмологии представления о модели земной коры континентального типа постоянно менялись: на смену однородному слою, ограниченному снизу резкой границей первого рода, пришла двухслойная модель с «гранитным» и «базальтовым» слоями. Последняя в настоящее время заменяется более сложной слоисто-блоковой моделью. Для характеристики современных представлений о модели земной коры и верхней мантии необходимо получить представления о следующих особенностях верхней части Земли: законе распределения скоростей упругих волн; существовании расслоенности; возможной природе границ раздела, в частности, границы Морковичича в разных условиях; наличии и природе слоев, характеризующихся пониженными скоростями распространения упругих волн и некоторых других.

Скоростной разрез. Не касаясь законов изменения скоростей распространения упругих волн в осадочном чехле, сосредоточим внимание на результатах изучения этого параметра в так называемой консолидированной коре и верхах мантии. Существуют, по крайней мере, три источника сведений о скоростях распространения упругих волн в горных породах: 1) прямые измерения на образцах, взятых с поверхности кри-

сталлического фундамента и со скважин; 2) ультразвуковой каротаж глубоких скважин; 3) результаты интерпретации годографов ГСЗ.

С помощью прямых измерений получают представления о скоростных характеристиках структурно-вещественных комплексов пород, выходящих на поверхность фундамента. Об изменении их характеристик на глубине судят по результатам измерений, выполняемых на тех же образцах при высоких давлениях и температурах, соответствующих этим глубинам.

Установлено, что при повышении давления скорость продольных волн вначале возрастает довольно интенсивно, а при давлении свыше 200—300 МПа изменяется по линейному закону, что свидетельствует о закрытии микротрещин и большей части различных пор. Разница в скоростях распространения продольных волн при давлениях 0,1 и 100 МПа для гранитов достигает 15 %, для основных и ультраосновных пород обычно не превышает 4—5 %. Увеличение давления от 100 до 1500 МПа приводит к возрастанию скорости распространения продольных волн в кислых породах на 10—12 %, а в основных и ультраосновных — на 5—7 %. Повышение температуры вызывает уменьшение скорости этих волн, причем наибольшие изменения наблюдаются в диапазоне меньших температур. При возрастании температуры на 100 °С скорость распространения продольных волн уменьшается на 0,4—0,9 % [43, 100].

Основным источником ошибок при прямых измерениях на образцах является недоучет структурных особенностей земной коры, в частности, ее нарушенность иерархически соподчиненными разломами, приводящим к тому, что образцы пород размерами 1 см³, 1 км³ и большие массивы пород имеют различия в физических свойствах горных пород, достигающие нескольких десятков процентов [16]. К сожалению, этот факт пока не учтывается исследователями.

На рис. 26, *a* приведен пример изучения изменения скорости распространения продольных волн с глубиной ультразвуковым каротажем глубоких скважин [48]. Обращают на себя внимание, по крайней мере, две особенности кривой изменения скорости этих волн с глубиной: ее пилообразный характер и общая тенденция увеличения скорости с глубиной. При этом исследователи подчеркивают, что коррелируемость неоднородностей, фиксируемых на кривых изменения скорости от скважины к скважине, плохая, что свидетельствует об общей мелкой неоднородности среды.

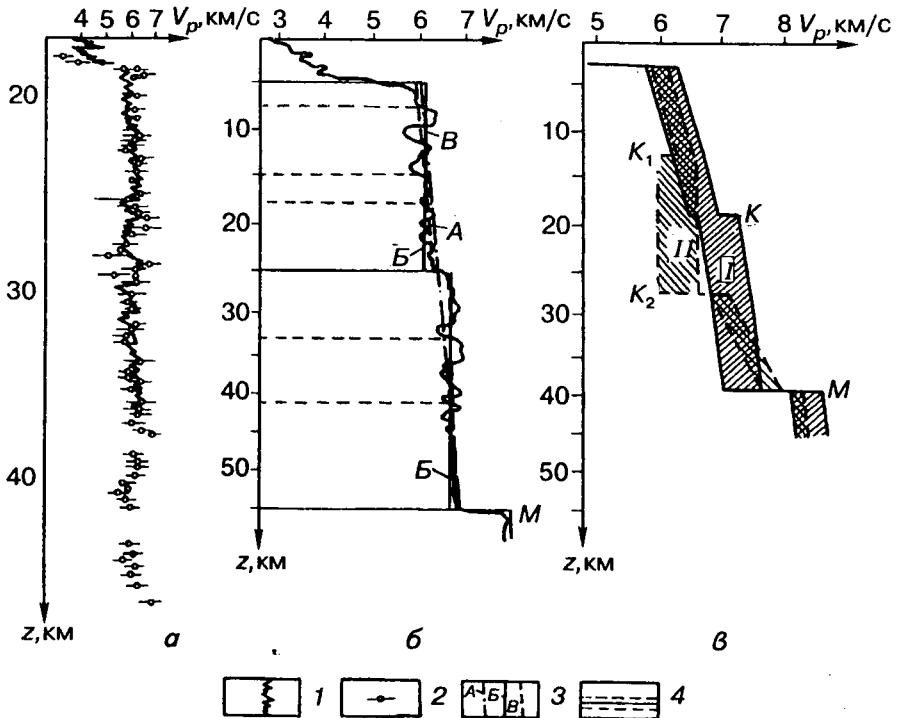


Рис. 26. Скоростные разрезы земной коры по данным ультразвукового каротажа глубоких скважин, результатам измерений на образцах (а) и по представлениям И.П. Косминской (б); в — обобщенные сейсмические модели старой двухслойной (I) и новой трехслойной (II) (К — граница Конрада) континентальной земной коры:

1 — график изменения скорости распространения продольных волн V_p ; 2 — скорость распространения продольных волн по результатам измерений на образцах (кружок соответствует среднему значению, черточки — пределам изменений); 3 — аппроксимация разреза (А — одним слоем с переменной скоростью, Б — двумя слоями с постоянной скоростью, В — двумя слоями с переменной скоростью); 4 — основные и промежуточные границы в земной коре

Основываясь на фактических данных о скоростях распространения упругих волн и результатах интерпретации ГСЗ, И.П. Косминская в свое время представляла скоростной разрез земной коры так, как он схематически изображен на рис. 26, б [89]. Принимая априори горизонтально-слоистую модель земной коры, такой разрез можно аппроксимировать одним слоем с линейно возрастающей скоростью с глубиной или двумя слоями с постоянными или линейно изменяющимися скоростями распространения продольных волн. Граница между этими слоями отождествлялась с границей Конрада, разделяющей так называемые «гранитный» и

«базальтовый» слой. Из приведенного выше примера следует, что земная кора не состоит из названных выше двух слоев, а может по желанию исследователя быть аппроксимирована ими. Кстати, если детальность исследований позволяет, то, пользуясь промежуточными границами, земную кору можно представить и более многослойной.

Обобщив накопленные к настоящему времени данные о сейсмических особенностях земной коры (микронеоднородностях, числе сейсмических границ и их протяженности, законах распределения скоростей и градиентов) Н.И. Павленкова [91] пришла к выводу о более целесообразном использовании не двухслойной, а трехслойной модели консолидированной земной коры континентального типа. Ниже приведены основные характеристики верхнего, промежуточного и нижнего этажей (слоев) трехслойной модели земной коры, заимствованные из [91].

Верхний этаж представлен породами, характеризующимися скоростями распространения упругих волн от 5,5–6,0 до 6,3–6,4 км/с. Он охватывает хорошо изученную часть консолидированной коры, сложенную дислоцированными осадочными, эфузивными и интрузивными породами разного состава с преобладанием пород кислого ряда. Из данных приповерхностной геологии и детальных геофизических исследований известно, что верхняя часть коры имеет преимущественно вертикально-слоистое строение, при котором отдельные комплексы пород уходят на большие глубины под углами 60–90°. Часто они прорваны интрузиями сложной формы и нарушены кругопадающими разломами.

Наблюдается общая тенденция к увеличению скорости распространения упругих волн с глубиной, которая нарастает в разных районах с удивительным постоянством градиента скорости, характеризующегося значениями 0,03–0,05 с^{-1} . Сопоставление этих величин градиентов с данными об увеличении скоростей распространения упругих волн в горных породах под влиянием давления показало, что скорости сейсмических волн в коре нарастают с глубиной гораздо быстрее, чем это могло быть обусловлено ростом давления. Одним из объяснений этого факта может быть увеличение основности пород с глубиной или их насыщенности основными интрузиями.

Промежуточный этаж характеризуется скоростями распространения сейсмических волн 6,4–6,7 км/с, т.е. всего на несколько сотен метров в секунду большими, чем их скорости в верхнем этаже. Ему свойственны следующие особенности: а) повышенная горизонтальная расслоенность, заключающаяся в фиксировании большего числа субгоризонтальных сейсмических по-

верхностей, создающих четкие отраженные волны; б) малые вертикальные градиенты скорости в среднем для интервала глубин 10–20 км – 0,0–0,05 с⁻¹; в) приуроченность к этому этажу слоев с пониженной скоростью распространения сейсмических волн; г) во многих регионах промежуточный этаж отделяется от верхнего довольно четкой сейсмической границей K_1 (по Н.К. Булину – граница A), представляющей собой хороший отражающий горизонт и границу обмена волн.

Геологическая интерпретация промежуточного этажа у разных исследователей различна. Авторы работы [91] считают, что он представлен теми же разновидностями пород, что и верхний, но с несколько большим содержанием основных разностей. Вещество промежуточного этажа находится, очевидно, в состоянии пониженной вязкости, что связано с влиянием высоких температур. Повышенная пластичность, возможно, позволяет породам перемещаться в горизонтальном направлении, течь внутри отдельных инверсионных прослоев и тем самым релаксировать напряжения. Если это явление действительно существует, то тогда легко объяснить повышенную горизонтальную расслоенность этой части коры и «стирание» ее вертикально-слоистой неоднородности.

Авторы работ [79, 169] связывают второй слой (промежуточный этаж) с сильно серпентинизированными гипербазитами.

В последнее время все большее признание приобретают представления о существенной роли упругонапряженного состояния вещества в сейсмической расслоенности земной коры [133, 230]. Так, субгоризонтальные сейсмические границы A (по Н.К. Булину [24]) или K_1 и K_2 (по Н.И. Павленковой [91]) в интерпретации В.И. Шарова [230] являются геотектоническими уровнями расслоенности коры, контролирующими смену механизмов разрушения горных пород по вертикали. Основываясь на результатах экспериментальных работ и дилатансационной теории трещиноватости, В.И. Шаров считает, что с глубиной в связи с увеличением литостатической нагрузки должны меняться форма и тип разрушения пород. При этом он подчеркивает, что литостатическое давление необходимое, но недостаточное условие формирования вертикальной сейсмической расслоенности разреза. Оно оказывается возможным лишь в условиях достаточных по величине сдвиговых тектонических усилий, действующих при определенных уровнях литостатической нагрузки.

Определенным подтверждением такой интерпретации природы границы K_1 могут служить результаты изучения Кольской

сверхглубокой скважины [86]. В частности, установлено, что граница K_1 находится на глубине 4,5 км внутри единого протерозойского (печенгского) осадочно-вулканогенного комплекса пород общей мощностью 6 840 м. Именно эта граница при традиционной интерпретации профильных работ МОВ была ошибочно принята за базальные образования Печенгской структуры. В действительности оказалось, что, начиная с глубины 4,5 км, скорость распространения упругих волн в породах с глубиной не увеличивается, а даже несколько уменьшается. Выше глубины 4,5 км (границы K_1) породы массивны, малопористы, а ниже ее — расланцованны, с меньшей плотностью, большими пористостью и проницаемостью. При этом переход на глубине 6842 м к иному архейскому гранито-гнейсовому комплексу пород не изменяет названные выше характеристики пород, определяющие скорость распространения упругих волн. Приведенный пример нельзя рассматривать в качестве доказательства справедливости предлагаемой интерпретации природы промежуточного этажа, но он свидетельствует о существенной роли хрупкодилатационного состояния вещества в сейсмической расслоенности земной коры и верхней мантии [133].

Нижний этаж представлен породами, характеризующимися скоростями распространения сейсмических волн 6,8—7,7 км/с, т.е. в среднем более 7,0 км/с. По мнению авторов работы [91], слагающее его вещество существенно отличается по составу от пород верхнего и промежуточного этажей. По аналогии с породами, известными на поверхности, это могут быть основные и ультраосновные разности.

Нижний скоростной этаж очень часто отделяется от промежуточного четкой сейсмической границей K_2 , которая создает довольно устойчивые отраженные и обменные волны, что подтверждает значительное различие физических свойств пород этих этажей. О внутренней структуре нижнего этажа известно мало. Есть основания полагать, что для него характерны повышенные градиенты скорости и меньшая горизонтальная неоднородность. Гораздо реже, чем в промежуточном этаже в нем выделяют зоны инверсии скоростей.

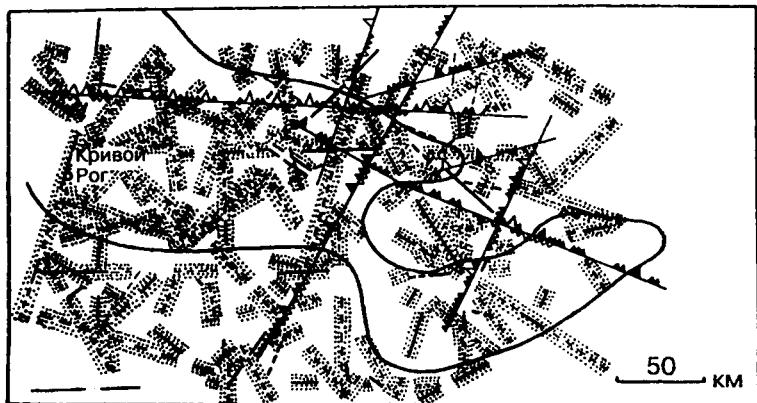
На рис. 26, в, заимствованном из [91], сопоставлены описанная выше трехслойная модель земной коры и использовавшаяся ранее двухслойная. Принципиальной особенностью новой модели является выделение промежуточного этажа, верхняя граница которого K_1 находится внутри «гранитного», а нижняя K_2 — внутри «базальтового» слоев, а сам этаж характеризуется пониженными

скоростями распространения упругих волн по сравнению с аналогичным интервалом глубин в двухслойной модели земной коры. Расхождение данных о скоростях авторы работы [91] объясняют тем, что в старых разрезах ГСЗ граничные скорости определялись не по первым вступлениям преломленных волн, а по докритическим отражениям в последующей части записи. Это приводило к завышению скоростей на промежуточных границах и, соответственно, к неверному представлению о больших скоростях в средней части.

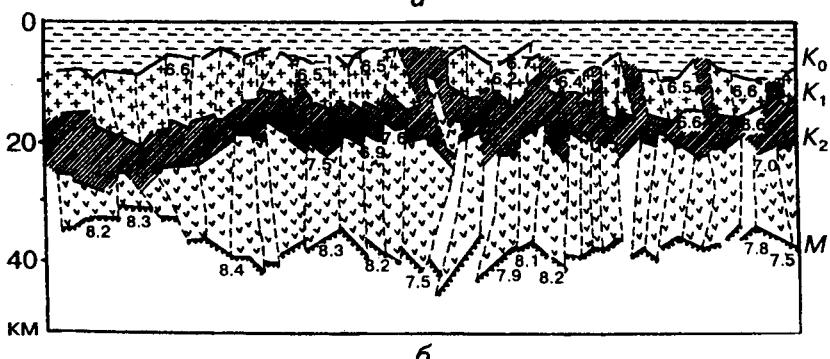
Вертикальная отдельность. Природа вертикальной отдельности земной коры и верхов мантии достаточно ясна. Она обусловлена разломами верхних оболочек Земли. Как будет показано ниже, разломы представляют собой строго организованные системы, состоящие из иерархически соподчиненных субвертикальных структур, разделяющих блоки с горизонтальными размерами от нескольких сантиметров до нескольких десятков и сотен километров. Положение таких разломов на поверхности Земли относительно просто определяется по результатам анализа гравитационного и магнитного полей [200].

С целью оценки поведения разломов в более глубоких частях земной коры был выполнен эксперимент [207], состоящий в сопоставлении между собой карт разломов, установленных указанным выше способом, с данным ГСЗ по профилям в пределах восточной части Украинского щита (рис. 27, *а*). При этом на карту были вынесены разломы, разделяющие блоки с горизонтальными размерами, кратными 35 км, а на профили ГСЗ – проекции аномального поведения границы *M* и промежуточных сейсмических границ внутри земной коры, а также положения разломов на авторских вариантах разрезов (Н.И. Павленкова и др. [156]). Результаты сопоставления приводят к выводу о том, что абсолютное большинство разломов, изображенных на карте, нарушают всю земную кору и уходят в мантию. Следовательно, кора состоит из серии субвертикальных блоков, горизонтальные размеры которых значительно меньше вертикальных (см. рис. 27, *а*).

К аналогичным выводам о чрезвычайной вертикальной раздробленности земной коры восточной окраины Восточно-Европейской платформы и миогеосинклинальной области Урала пришел А.Я. Ярош [245]. По-видимому, это достаточно общее свойство земной коры. В определенной мереозвучным таким представлениям является недавно опубликованная модель земной коры с антистратиформным характером разреза кри-



a



b

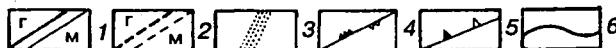


Рис. 27. Схемы сопоставления результатов изучения разломов восточной части Украинского щита геофизическими методами (*a*) и антистратиформной модели земной коры (*b*):

1, 2 — индикаторы разломов (1 — ступени в уровнях гравитационного (г) и магнитного (м) полей, 2 — границы областей с различными особенностями гравитационного (г) и (м) магнитного полей); 3 — проекции разломных структур на горизонтальную поверхность; 4 — участки аномального поведения сейсмических границ по данным ГСЗ (светлые треугольники — в верхней части разреза, темные треугольники — границы *M*); 5 — выходы глубинных разломов на поверхность Земли в авторских вариантах разрезов ГСЗ (темные треугольники — непосредственные, светлые треугольники — полученные путем продолжения осевых линий разломов на разрезах); 6 — условный контур Украинского щита; 7—10 — комплексы (7 — осадочный и осадочно-вулканогенный, 8 — гранитно-gneйсовый, 9 — серпентинитовый, или астенолитовый, 10 — гранулито-базитовый); 11 — граница *M*; 12 — опорные сейсмические границы раздела; 13 — тектонические контакты; цифры на схеме — сейсмические скорости, выраженные в километрах в секунду

сталического основания [79]. Этот разрез представлен двумя системами жестких кусковатых отдельностей: верхней гранито-гнейсовой и нижней, очевидно, гранулито-базитовой. Эти системы разобщает новообразованный по отношению к ним цельный слой пластических пород, соответствующих по составу серпентинитовой части офиолитового разреза (см. рис. 27, б).

Авторы этой трехслойной модели земной коры подчеркивают следующие ее особенности. Кровля K_0 и подошва M кристаллической земной коры, а также поверхности K_1 и K_2 представляют собой «толстые» сейсмические границы, латеральная корреляция которых по совокупности точек и площа-док придает им характер ломанно-продолжающихся друг друга отдельных и преимущественно прямолинейных узких зон. При этом интенсивность отраженных волн от границ K_0 и M намного выше, чем от K_1 и K_2 , что свидетельствует о разной их природе.

Автору такая модель представляется во многом отвечающей действительности. Она отражает вертикальную отдельность земной коры, подчеркивает фиксируемое на практике сложное строение границ раздела между отдельными слоями. Некоторое сомнение вызывает геологическая интерпретация промежуточного слоя в обсуждаемой модели. Однако если принять идею о сейсмических границах K_1 и K_2 как границах разного напряженно-упругого состояния вещества земной коры, то многие вопросы снимаются. В частности, становится понятным кажущееся отсутствие разломов в промежуточном этаже – форма и тип разрушения пород в разломах и промежуточном этаже идентичны [229].

Касаясь современных возможностей изучения вертикальной отдельности земной коры сейсмическими методами, отметим, что основная масса разломов высоких порядков характеризуется относительно малыми смещениями вдоль них, не приводящими к существенным изменениям сейсмических параметров среды. Следовательно, разломы высоких порядков, которыми пронизана земная кора, являются практически «прозрачными» для сейсмических волн. Исключение составляют разломы, разделяющие крупные блоки. Значительные перемещения вдоль этого типа разломов и последующая тектоническая история развития блоков приводят к изменению их интегральных сейсмических характеристик: числа и глубины основных границ, граничных и пластовых скоростей. Определение этих характеристик возможно в блоках с горизонтальными размерами не менее 50–70 км.

Однако, несмотря на малую разрешающую способность ГСЗ по отношению к изучению вертикальных границ и зон разломов, волновые поля и сейсмогеологические разрезы свидетельствуют о большой их роли в структуре коры, о блоковом ее строении. Наиболее четко на всю глубину земной коры сейсмическими методами прослеживаются разломы, ограничивающие глубокие впадины. Они проявляются в виде крупных сбросов по фундаменту и в виде уступов по поверхности M [91].

Горизонтальная расслоенность и возможная природа границ раздела. Современные исследования земной коры ведутся в рамках горизонтально-слоистых моделей, т.е. горизонтальная расслоенность земной коры принимается априори. Ниже кратко рассмотрены основные соображения в защиту этих представлений и о возможной природе субгоризонтальных границ раздела.

Ряд сейсмических субгоризонтальных границ имеют конкретный геологический смысл, поскольку непосредственно связаны со стратиграфическими или литологическими границами в коре. Это поверхность фундамента и некоторые границы в кристаллической коре, прослеженные по данным приповерхностной геологии [91]. Последние наблюдаются в консолидированной коре обычно под довольно большими углами – 20–40° и более и прослеживаются до глубин порядка 10–15 км.

Кроме них в земной коре выделяются сейсмические поверхности с почти горизонтальным залеганием. Они выявлены в пределах щитов на глубинах 5–7 км и часто секут крутые геологические структуры. С глубиной роль этих границ на сейсмических разрезах обычно увеличивается, вследствие чего кора и верх мантии оказываются субгоризонтально расслоенными.

Число сейсмических границ в коре изменяется как внутри региона, так и от региона к региону. При одинаковой детальности работ часто выделяются однородные и расслоенные блоки. Изменяется и степень слоистости с глубиной. Наибольшее число протяженных субгоризонтальных границ наблюдается обычно в средней части земной коры континентального типа на глубинах 10–25 км (между сейсмическими границами K_1 и K_2) и в переходной зоне от коры к мантии [91].

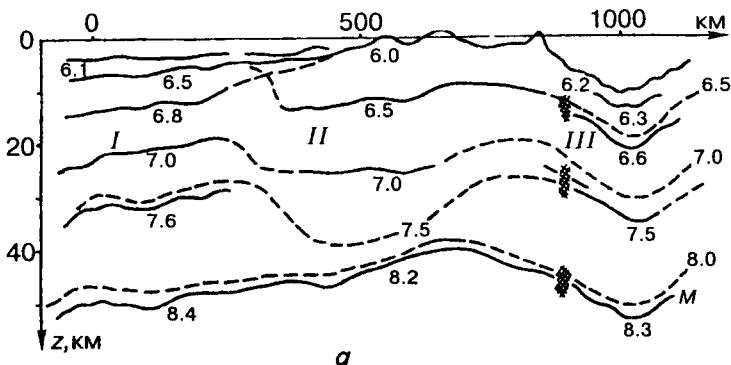
Касаясь природы указанных выше сейсмических границ, следует отметить ее многофакторность. Не исключая возможности различия вещественного состава пород коры в процессе ее пологообразования в течение геологической истории, следует иметь в виду существенную роль таких факторов, как увеличивающиеся с глубиной давление P и температура t . Под влиянием

этих факторов могут возникать границы разного упруго-напряженного и квазипластического состояний вещества или границы геологического преобразования вещества (фронты метаморфизма). Следовательно, образование сейсмических границ вполне возможно без существенной смены вещественного состава пород. Более того, Е.К. Лоссовский доказал [104], что для возникновения отражающих площадок в земной коре вовсе не обязательна разность акустических жесткостей пород на границах, вполне достаточно разности в добротности пород на этих границах.

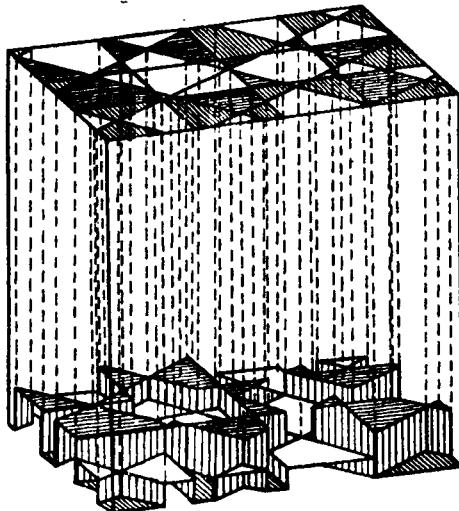
Следует подчеркнуть, что какова бы ни была природа любой сейсмической границы, если в ее пределах меняются Pt -условия, она изменяет свои сейсмические характеристики и, в частности, граничную скорость. Этот важный тезис пока недооценивается при анализе современных данных ГСЗ. Допустим, произошло вертикальное перемещение одного блока относительно другого. В этом случае одна и та же граница в обоих блоках оказалась в разных Pt -условиях, а следовательно, с разными сейсмическими характеристиками. При решении структурных задач возникает проблема идентификации соответствующих границ. Некоторой иллюстрацией сложности решения этой проблемы может быть сейсмический разрез, составленный И.С. Вольвовским [90]. По поведению промежуточных сейсмических границ (рис. 28, *a*) явно просматриваются три блока (*I*, *II*, *III*), но использование этих границ для восстановления структурного плана в пределах всех трех блоков – задача далеко не однозначная. Это легко обнаруживается на примере границы со скоростью 7,0 км/с в блоке *II*. С какой из границ ее можно идентифицировать в блоке *I* (7,0 или 7,6 км/с) и в блоке *III* (6,6 или 7,5 км/с)? Из разреза не ясно. Нужны дополнительные данные.

Для решения геотектонических задач и, в частности, истории геологического развития, не менее важна проблема существования глобальных сейсмических границ и их идентификация в различных геологических условиях. В настоящее время к ним относят две: поверхность кристаллического фундамента K_0 и подошву коры M .

Наиболее надежно прослеживается граница K_0 , особенно в пределах древних платформ, перекрытых осадочным чехлом небольшой мощности со скоростями распространения не более 4,0–4,5 км/с. Она выделяется обычно как преломляющий горизонт со скоростями, изменяющимися от 5 до 7 км/с (среднее значение $(6,0 \pm 0,2)$ км/с). Граница K_0 характеризуется довольно пологим залеганием и системой небольших по амплитуде сбро-



a



b

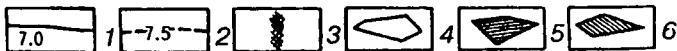


Рис. 28. Поле скоростей в изолиниях по одному из разрезов ГСЗ (*a*) и блоковая модель границы *M* (*b*):

1 — сейсмические границы с соответствующими им скоростями, км/с; 2 — изолинии пластовых скоростей, км/с; 3 — разлом; 4–6 — блоки с разными уровнями перемещения (4 — средним, 5 — относительно приподнятым, 6 — относительно опущенным)

сов. Четко выявляются горизонтальные неоднородности фундамента по скоростям. Однако в пределах древних платформ для крупных блоков различия в скоростях обычно не превышают 0,2–0,4 км/с.

Сложнее выделить границы K_0 в условиях молодых платформ, блоки которых характеризуются большей дифференциацией скоростей сейсмических волн между соседними блоками (0,5–1,0 км/с). Наличие промежуточного этажа в пределах молодых платформ, а также наличие высокоскоростных горизонтов в чехле древних платформ (излияния базальтов или карбонатные толщи со скоростями 5,5–6,0 км/с) приводят к проблемам отождествления сейсмических границ с поверхностью фундамента [91].

Тем не менее, поверхность фундамента можно считать наиболее надежной глобальной сейсмической границей. На большей части территории бывшего СССР она прослежена не только как устойчивый преломляющий горизонт, но и как хорошая граница обмена. В глубоких впадинах от нее регистрируются и интенсивные отраженные волны [91].

Границу M , принимаемую в структурной сейсмологии за границу кора – мантия, считают основной опорной сейсмической границей, поскольку от нее повсеместно прослеживаются преломленные волны с относительно стабильными скоростями ($8,0 \pm 0,2$) км/с и наиболее интенсивные, чаще всего доминирующие, отраженные и обменные волны. Тем не менее, за редким исключением ее нельзя представить в виде простой границы первого рода. Она имеет сложную внутреннюю структуру.

Рассмотрим некоторые ее особенности.

1. В ряде районов на разрезах ГСЗ наблюдаются относительные вертикальные смещения границы M , достигающие 10 км и более. Такое поведение свидетельствует о том, что граница M не может быть границей фазовых и подобных им переходов, определяемых Pt -условиями. Как уже указывалось, это не значит, что ее сейсмические характеристики не будут зависеть от Pt -условий.

2. Граница кора – мантия представляет собой сложную переходную зону с высоким вертикальным градиентом скорости или с мелкой внутренней расслоенностью. Вертикальная мощность этой зоны иногда достигает 10 км. В ряде случаев авторы разрезов изображают область перехода кора – мантия в виде нескольких рядом расположенных границ M_1 , M_2 , M_3 . Общепризнанного объяснения этой особенности границы M пока нет.

Автору эта проблема представляется во многом искусственной. Если исходить из постоянства границы M и описанного выше блокового строения земной коры, то вследствие относительных перемещений блоков граница M приобретает особенности, изображенные на рис. 28, б. В такой модели границе M будет соответствовать наблюдаемая ее «расслоенность». При этом доста-

точно четкие отражения должны получаться от торцовых границ блоков с горизонтальными размерами, превышающими 10 км [58]. Более мелкая блокировка, а также влияние Pt -условий имитируют градиентность зоны перехода кора – мантия.

Интересные исследования перехода кора – мантия выполнены на моделях [248]. Изучались границы первого рода – ровные и волнообразные, а также переходная зона. Сравнение полученных результатов с формой записи глубинных отражений, зарегистрированных от границы M на юге Германии привели исследователей к выводу, что реальная сейсмическая картина соответствует сложной морфологии (волнистости) границы M или возможна комбинация волнистой структуры границы M с переходным слоем. Этот вывод можно считать подтверждением предлагаемой нами интерпретации границы кора – мантия.

Рассмотрим далее положение границы кора – мантия в пределах различных геоструктур. По сложившейся традиции, в качестве границы кора – мантия принимают границу M , которую, в свою очередь, определяют, как ближайшую от поверхности Земли четко проявляющуюся сейсмическую границу с относительно в высокими значениями граничных скоростей ($8,0 \pm 0,2$) км/с в пределах материков и ($8,0 \pm 0,5$) км/с – в пределах океанов. Значительные отличия в строении и мощности земной коры материков и океанов являются прямым следствием принятых предположений о выдержанности значений граничных скоростей на границе M .

Попробуем оценить, насколько эти предположения правомерны. Например, в п. 3.1 было показано, что некоторые современные глубоководные участки морского дна были сущей и, следовательно, в процессе геологической истории они претерпели опускание. Изменились Pt -условия в области границы M . Могли ли при этом оставаться неизменными сейсмические параметры границы M ? По-видимому, нет! Тогда какие же границы мы получаем?

Даже при изучении самой верхней глобальной границы разделя кровли кристаллического фундамента допускается изменение его скоростных характеристик в интервале 2,0 км/с. Причем это изменение обусловлено не только сменой вещественного состава пород фундамента, но и глубиной его залегания в разрезе. Тогда почему не допускается возможность подобных изменений сейсмических параметров для границы M ?

Эти и подобные им вопросы привели Н.К. Булина [25] к альтернативным представлениям о положении границы M в океанах.

На основе анализа мировых данных ГСЗ по океанам с привлечением результатов метода обменных волн землетрясений по Курило-Камчатскому региону выдвигается следующая рабочая гипотеза: мощность твердой коры в океанах достигает 10—20 км; граница M располагается не в подошве третьего (океанического) слоя, а в более глубоких горизонтах литосферы на глубинах 16—25 км ниже уровня моря; скорость продольных волн на уровне границы M оценивается в 8,0—9,0 км/с с преобладанием 8,3—9,0 км/с. Он поставил вопрос о необходимости выделения в составе твердой коры дна океанов четвертого слоя мощностью 5—12 км в качестве аналога нижнего слоя земной коры континентов.

Судя по данным, приведенным в [169], исследователи в западной части Средиземного моря и юго-западной части Тихого океана ниже традиционно принимаемой границы M установили слой пониженных (до 6,5 км/с) скоростей, подошва которого находится на глубинах 35—50 км, а граничная скорость достигает 8,3 км/с. Нет никаких противопоказаний принимать именно эту границу за подошву земной коры, но тогда оказывается, что океаническая кора соизмерима по толщине с континентальной.

В свете изложенного выше становится ясным, что принимающая ныне океаническая кора в большинстве случаев представляет собой только верхнюю ее часть. Однако, отказавшись от традиционного подхода к определению границы M в океанах, мы столкнемся с новой сложной проблемой идентификации этой границы на материках и в океанах. К сожалению, без решения этой проблемы современные глобальные структурные построения по данным ГСЗ во многом теряют свое значение. В качестве одного из объективных критериев определения границы перехода от коры к мантии можно воспользоваться различием вертикальных градиентов скорости в коре и верхней мантии, отличающихся между собой не менее, чем на порядок [91].

3.3. Геоэлектрическая модель земной коры и верхней мантии

Под *геоэлектрической моделью* земной коры и верхней мантии будем понимать совокупность поверхностей, аппроксимирующих земную кору и верх мантии, состоящих из отдельных элементов с определенными геоэлектрическими особенностями и соответствующих законам распределения электрического поля на поверхности Земли. Характеристика геоэлектрической модели складывается из следующих особенностей: закона распределения элек-

трических свойств горных пород, слагающих земную кору и верхнюю мантию; роли субвертикальной отдельности и, в частности, разломов земной коры в формировании геоэлектрической модели; существования горизонтальной расслоенности и возможной природы субгоризонтальных границ раздела, взаимосвязи их с сейсмическими границами, существования астеносферы и некоторых других.

Удельное электрическое сопротивление пород земной коры. Источниками сведений об удельном электрическом сопротивлении горных пород ρ могут быть измерения ρ на образцах, определение ρ на обнажениях, а также результаты интерпретации диаграмм разных электрических зондирований. Сосредоточим внимание на характеристике удельного электрического сопротивления пород в консолидированной земной коре.

Результаты изучения удельного электрического сопротивления на образцах при нормальных температурах и давлениях сводятся к следующему.

Удельное электрическое сопротивление основных породообразующих минералов (кварц, полевые шпаты, слюды и др.) составляет 10^7 – 10^9 Ом·м. Исключение составляют сульфиды, графит и минералы с электронной проводимостью, удельное электрическое сопротивление которых изменяется от 10^{-4} до нескольких ом-метров.

Удельное электрическое сопротивление монолитных силикатных пород, слагающих консолидированную земную кору, несколько меньше удельного электрического сопротивления породообразующих минералов и зависит от состава, текстуры, структуры, размеров зерен и наличия примесей. Оно характеризуется значениями 10^6 – 10^2 Ом·м. Главными факторами, определяющими удельное электрическое сопротивление силикатных горных пород, являются: пористость, влагонасыщенность и степень минерализации поровых вод. Например, увеличение влажности пород W на несколько десятых долей процента уменьшает их удельное электрическое сопротивление больше, чем на порядок [146]. Другими словами, электрическая проводимость большинства горных пород определяется не составом их силикатного «скелета», а степенью пористости, влагонасыщенностью и степенью минерализации поровых вод. Следовательно, большинство силикатных горных пород можно рассматривать как проводники второго рода.

Экспериментально полученная связь между ρ и W в общем виде описывается уравнением [146]

$$\ln \rho = -a \ln W + b, \quad (6)$$

где a и b – коэффициенты, зависящие от концентрации электролита, электропроводности твердой фазы и структурных особенностей пород. Для туфов, гнейсов, габбро, габбродиабазов и диабазов при степени влагонасыщенности W 0,3–2,7 % и изменении концентрации электролита от 0 до 20 г/л NaCl коэффициенты a и b колеблются в следующих пределах: $a = 3,0\ldots4,6$; $b = 3,5\ldots5,5$.

Приведенные выше данные также свидетельствуют о том, что физические свойства отдельных образцов и больших участков земной коры далеко не идентичны между собой [16, 202]. Это особенно наглядно видно на примере удельного электрического сопротивления пород консолидированной земной коры, изменение которого характеризуется не процентами, а порядками величин.

Известно [203], что земная кора разбита несколькими системами иерархически соподчиненных разломов разных порядков на соответствующие им блоки. Естественно, нарушенность (в частности, трещиноватость) пород в пределах зон разломов разного порядка будет отличаться от нарушенности разделяемых ими блоков. Следовательно, включение в исследование разных объемов, казалось бы, однородных пород земной коры должно приводить к разным значениям их удельного электрического сопротивления.

В этой связи приобретают определенное значение данные об удельных электрических сопротивлениях пород фундамента, полученные по асимптотическим значениям ρ_k вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ). И хотя данных таких определений в литературе немного, они могут дать представление о порядке величин удельного сопротивления пород верхней части земной коры и их колебаниях. Так, по данным Н.П. Владимирова [40], удельное электрическое сопротивление метаморфических пород, слагающих Кокчетавскую глыбу, изменяется в пределах от 300 до 25 000 Ом·м, т.е. примерно на два порядка, а в пределах Ловозерского массива (Балтийский щит), приуроченного к глубинному разлому субширотного простирания, удельное электрическое сопротивление верхней части земной коры изменяется в пределах $10^3\ldots10^4$ Ом·м.

Выше рассмотрен один из факторов, определяющих удельное электрическое сопротивление кристаллических горных пород. Другим фактором, который может активно влиять на электропро-

водность горных пород, является степень их обогащения сульфидами или графитом, представляющими собой проводники первого рода. При этом существенное значение имеет структура включений. Особенно значительно уменьшается удельное электрическое сопротивление (на несколько порядков) в случае гальванической связи между включениями.

Основное отличие рассмотренных выше двух факторов (флюидов, заполняющих трещиноватые зоны разломов и обогащение пород сульфидами и графитом) состоит в том, что первые должны проявляться *п о в с е м е с т н о*, а вторые – в пределах определенных структурно-фациальных зон, сложенных графитизированными и сульфидизированными породами. Как правило, это линейные структуры трогового типа, приуроченные к глубинным разломам.

Очень важен вопрос: как изменяются значения удельного электрического сопротивления горных пород в зависимости от изменения температуры и давления? Установлено [146], что с повышением температуры до 400–1000 °С удельное электрическое сопротивление большинства горных пород, слагающих земную кору, снижается на 4–5 и более порядков. Влияние давления P носит более сложный характер. Результаты экспериментов свидетельствуют о том, что удельное электрическое сопротивление большинства горных пород с увеличением давления падает согласно зависимости $\ln \frac{1}{\rho} = f(P)$, близкой к линейной. Вместе с

тем, для некоторых пород наблюдается неодинаковая интенсивность уменьшения их удельного электрического сопротивления с увеличением давления и даже имеет место обратная картина. Однако все эти изменения, связанные с ростом давления до 2 ГПа, не выходят за пределы одного порядка. Более подробные сведения по обсуждаемым закономерностям приведены в [146]. Следует только добавить, что в связи с возникшей проблемой происхождения проводящего слоя в верхней мантии определенный интерес представляет изучение влияния аморфной фазы вещества. При переходе вещества из кристаллического состояния в аморфное наблюдается значительное понижение его удельного электрического сопротивления. Установлено [146], что все эфузивные аналоги отличаются от интрузивных пород большей электропроводимостью, несмотря на идентичный с ними химический состав. Достаточно отчетливо также проявляется дифференциация базальтов по величине электропроводимости в зависимости от аморфной фазы.

Все приведенные выше данные об электрических свойствах горных пород касаются только верхней части земной коры. Прямых способов определения свойств пород, слагающих нижнюю ее часть и верх мантии, нет. Одним из источников сведений об электрических свойствах пород на больших глубинах может быть их прогнозирование путем изучения образцов горных пород при температурах и давлениях, соответствующих значениям этих параметров в глубинных частях Земли. Однако, как уже подчеркивалось, нельзя надеяться, что такого рода данные будут соответствовать реальным. В лучшем случае можно получить представление о тенденциях изменения электрических свойств горных пород в зависимости от давления и температуры.

Вертикальный электрический разрез. Данные об вертикальном электрическом разрезе земной коры и верхней мантии получают по результатам интерпретации кривых кажущегося удельного электрического сопротивления магнитотеллурического (МТЗ) и магнитовариационного (МВЗ) зондирований. В основе метода МТЗ лежит модель Тихонова—Каньера: плоская электромагнитная волна падает вертикально на плоскую Землю, электропроводимость которой зависит только от глубины z . В процессе измерений получают значения спектрального импеданса Z из выражений

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} \text{ или } Z_{yx} = \frac{E_y}{H_x}, \quad (7)$$

где E_x, E_y — электрические компоненты электромагнитного поля; H_x, H_y — магнитные компоненты электромагнитного поля.

На практике обычно пользуются эффективными значениями импеданса Z_{ϕ} , вычисляемыми как одно из средних значений Z_{xy} и Z_{yx} .

Поскольку величина импеданса является функцией закона изменения удельного электрического сопротивления с глубиной z и частоты наблюдаемого электромагнитного поля ω , то вертикальный электрический разрез в принципе можно восстановить по параметрической зависимости Z от ω , причем можно использовать как амплитудные, так и фазовые значения импеданса. Обычно это предпочитают делать по кривым кажущегося удельного сопротивления ρ_T , вычисляемого по формуле

$$\rho_T = \frac{|Z|^2}{\omega \mu_0}, \quad (8)$$

где μ_0 — магнитная проницаемость среды.

Такая трансформация облегчает интерпретацию результатов МТЗ, поскольку благодаря скинэффекту кривые ρ_t дают качественное представление о характере изменения электрического разреза с глубиной.

Ниже приведены результаты изучения вертикального электрического разреза консолидированной земной коры и верхней мантии с помощью частотных зондирований. Наиболее пригодные для этих целей территории щитов и кристаллических массивов, где мощность осадочного чехла незначительна и электропроводимость его минимальна. Данные о вертикальном электрическом разрезе получены в рамках традиционных горизонтально-слоистых моделей.

В настоящее время существуют две альтернативные модели земной коры и верхней мантии, соответствующие трехслойному геоэлектрическому разрезу типа K с промежуточным проводящим слоем мощностью в сотни километров (рис. 29, *a*).

Наибольшее распространение получила обобщенная модель геоэлектрического разреза, предложенная Л.Л. Ваньянном [33], который разделил глубинные разрезы на два типа: нормальный (платформенный) и аномальный (геосинклинальный). В обоих случаях геоэлектрический разрез консолидированной земной коры (без осадочного чехла) аппроксимируется семью слоями со «ступенчатым» изменением удельного электрического сопротивления. Удельное электрическое сопротивление верхних 10 км разреза находится в пределах $(1...4) \cdot 10^4$ Ом·м. В платформенных областях в этой части разреза наблюдается некоторое увеличение удельного электрического сопротивления с глубиной, по-видимому, связанное с естественным уменьшением пористости, и, соответственно, обводненности пород. В нижележащих слоях наблюдается уменьшение удельного электрического сопротивления с глубиной, обусловленное ростом температуры и давления. Особенностями геоэлектрического разреза геосинклинальных областей являются пониженные значения кажущихся удельных электрических сопротивлений и наличие на кривых ρ_t одного или двух минимумов. Интерпретация такого рода кривых в рамках горизонтально-слоистых моделей приводит к выводу о наличии одного или двух контрастных проводящих слоев, удельное электрическое сопротивление которых составляет несколько десятков ом-метров. Верхний проводящий слой фиксируется в коре на глубинах 10–30 км, а нижний – в верхней мантии на глубинах 70–140 км и отождествляется с электрической астеносферой.

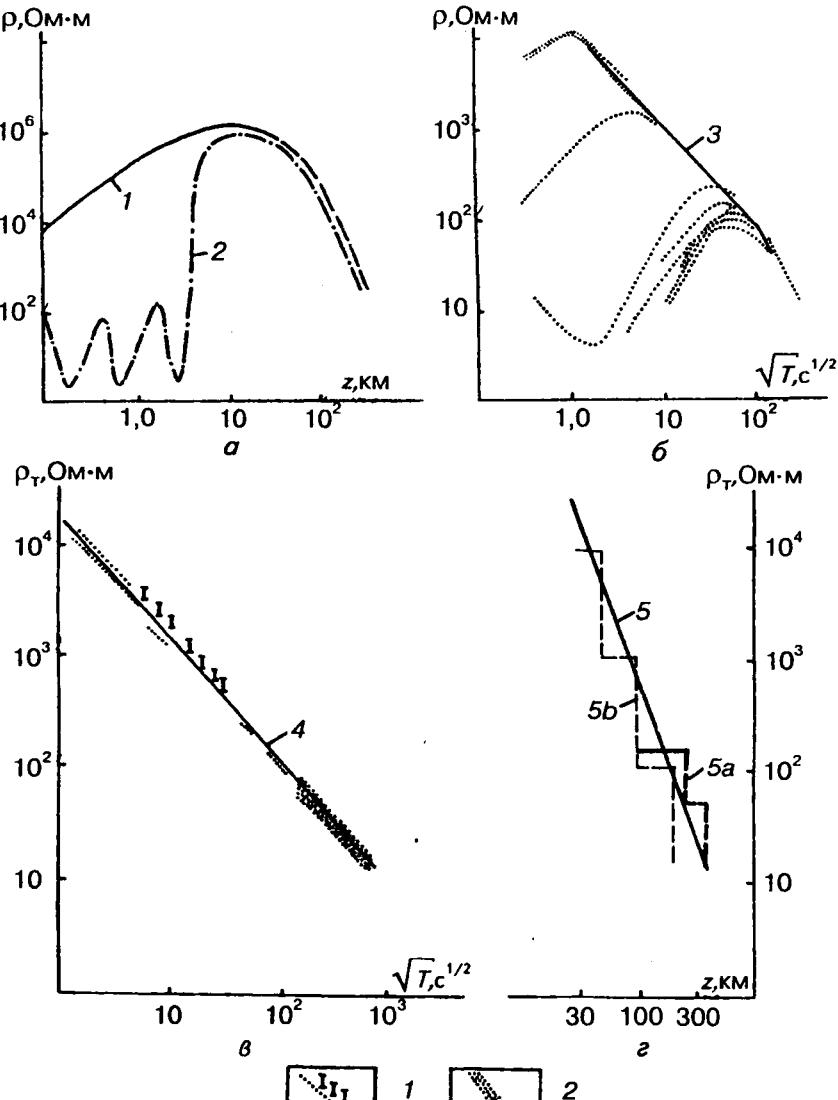


Рис. 29. Схематические кривые изменения ρ с глубиной:

a — для блоков с нормальным электрическим разрезом 1 (1 — кривые и пределы изменения ρ_T единичных зондирований) и с присутствием в разрезе SC-слоя 2 (2 — область значений ρ_T , полученных по результатам сферического анализа магнитных вариаций); *б* — обобщенная кривая ρ_T МТЗ для Восточно-Европейской платформы (3); *в* — обобщенная кривая МТЗ—МВЗ (4); *г* — нормальный геоэлектрический разрез (5), соответствующий обобщенной кривой (4); *5а*, *5б* — расчетные кривые удельного сопротивления по данным Бэнкса (*5а*), Беннетта и Лилли (*5б*)

Особенностью альтернативной модели «нормального» электрического разреза, введенной А.С. Семеновым и А.А. Жамалетдиновым [67], является наличие в кристаллическом фундаменте верхнего проводящего слоя, сложенного графитизированными или сульфидизированными породами. Этому слою, получившему название SC-слоя (сульфидно-углеродистого), приписывается планетарный масштаб распространения, а нижняя его граница рассматривается в качестве геологического репера в земной коре.

На рис. 29, *a*, заимствованном из [67], схематически показаны кривые изменения удельного электрического сопротивления с глубиной для двух описанных выше моделей. С точки зрения автора настоящей работы введение альтернативной модели с наличием SC-слоя вряд ли оправдано, поскольку районы развития сульфидно-углеродистых пород, как уже указывалось, имеют сравнительно ограниченное распространение и приурочены, как правило, к узким структурам, формирующимся на границах блоков вдоль разломов. По-видимому, структуры, сложенные этими породами, целесообразнее рассматривать как более проводящие линейные включения, такие же, например, как и разломы.

Значительные искажения кривых ρ_T , обусловленные влиянием поверхностных неоднородностей, привели к необходимости получения минимально искаженных обобщенных моделей изучаемых регионов. Такая модель была создана для Восточно-Европейской платформы Н.П. Владимировым и В.Н. Дмитриевым [41] на базе нескольких тщательно отобранных кривых ρ_T МТЗ, выполненных в разных частях платформы. При этом они исходили из следующего положения. При больших периодах (свыше 2000 с) изучаемых вариаций глубина исследований характеризуется величиной порядка 300 км. Следовательно, полученные при магнитотеллурических исследованиях значения кажущегося удельного электрического сопротивления ρ_T оказываются осредненными для больших участков Земли. Если принять электрические свойства земной коры одинаковыми ($\sim 10^4$ Ом·м), то кривую ρ_T , построенную по конечным ветвям отдельных зондирований (см. рис. 29, *b*), можно рассматривать как МТЗ, характеризующее геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии в пределах Восточно-Европейской платформы. Полученная кривая несет весьма важную информацию. В частности, угол ее наклона порядка 50° в диапазоне периодов вариаций $1\ldots 10^4$ с свидетельствует о конечном значении удельного электрического сопротивления субстрата верхней мантии.

В 1980 г. Л.Л. Ваньяном, Н.М. Бердичевским и др. [138] введено понятие о нормальном геоэлектрическом разрезе земной коры и верхней мантии. В качестве нормального выбран разрез, соответствующий платформенным условиям с тепловым потоком порядка $40 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Кривая ρ_T для такого разреза получена путем совмещения обобщенной кривой ρ_T Н.П. Владимира и В.Н. Дмитриева, дополненной результатами МВЗ в других районах Восточно-Европейской платформы, и глобальной кривой МВЗ, полученной по результатам сферического анализа данных мировой сети обсерваторий. Они оказались вполне совместимыми и удачно дополняют друг друга. На рис. 29, *в* приведена осредненная кривая ρ_T нормального разреза и выделен интервал, полученный по данным МВЗ.

Построенная таким образом кривая ρ_T в двойном логарифмическом масштабе практически прямолинейна. Она соответствует некоторой полосе значений кажущегося удельного электрического сопротивления в диапазоне от $10^4 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ при $\sqrt{T} = 1 \text{ с}^{1/2}$ до нескольких ом-метров при $\sqrt{T} = 10^3 \text{ с}^{1/2}$. Именно эту зависимость авторы предлагают считать нормальной кривой кажущегося удельного электрического сопротивления. Угол наклона полосы значений кажущегося удельного электрического сопротивления оказывается тем же самым, что и угол наклона обобщенной кривой ρ_T Н.П. Владимира и В.Н. Дмитриева — $\sim 50^\circ$. Такой угол наклона, как уже указывалось, свидетельствует о плавном убывании удельного электрического сопротивления с глубиной, что не позволяет пользоваться стандартными приемами интерпретации.

Воспользовавшись известными трансформациями Нibble, Э.Ф. Файнберг и М.В. Фискина [138] преобразовали нормальную кривую ρ_T в нормальный геоэлектрический разрез (см. рис. 29, *в*). Последний характеризует интервал глубин от 30 до 300 км. Удельное электрическое сопротивление в этом интервале плавно убывает от $3 \cdot 10^4 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ вблизи подошвы коры до $\sim 300 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ на глубине 300 км. В двойном логарифмическом масштабе нормальный геоэлектрический разрез верхней мантии близок к прямолинейному, так же, как и график ρ_T . Важно подчеркнуть, что значения удельного электрического сопротивления в верхней части разреза, а также плавное убывание удельного электрического сопротивления с глубиной согласуется с результатами частотных зондирований, выполненных на Украинском и Балтийском щитах [242].

Несмотря на то что при построении нормального геоэлектрического разреза использованы МТЗ, выполненные только на Восточно-Европейской платформе, его можно считать характерным и для других докембрийских платформ с близким тепловым режимом [170]. Об этом же свидетельствуют данные о глобальных электрических разрезах других регионов, приведенные на рис. 29, г [246, 249]. Можно полагать, что ступенчатое изменение удельного электрического сопротивления является не более чем результатом аппроксимации реального плавного убывания его с глубиной. И, наконец, плавное убывание удельного электрического сопротивления является логическим следствием плавного возрастания с глубиной температуры — основного фактора, влияющего на электропроводимость.

Описанный выше нормальный разрез принимается в качестве фона для выделения коровых и астеносферного проводников. Это осуществляется сравнением наблюдаемой кривой ρ_T с нормальной. К сожалению, реализация этой, казалось бы, простой процедуры наталкивается на проблему учета влияния разного рода неоднородностей. При этом обычно реализуется такой подход. Анализируются искажения на наблюдаемых кривых ρ_T по площади с целью найти такую их серию, в пределах которой наиболее устойчиво сохраняется форма кривых. Считают, что на этих кривых проявляются горизонтальные проводящие слои, которые используют для количественной интерпретации.

Если интерпретировать отклонения реальных кривых МТЗ от нормальных с помощью классических моделей, то минимуму на кривых ρ_T приходится ставить в соответствие наличие проводящих слоев в коре и мантии. Возникает проблема объяснения физико-геологической природы этих проводников. Природу проводящего слоя в мантии большинство исследователей связывают с частичным плавлением пород (астеносферой).

Представления о природе корового проводника достаточно разноречивы и во многом дискуссионны. Так, В.В. Гордиенко и И.М. Логвинов [51] коровые проводники связывают с электроно-проводящими породами или выделением воды при десерпентизации пород вследствие современного роста давления в глубине коры. М.Н. Бердичевский и Л.Л. Ваньян [13] называют три основных источника повышенной электропроводимости земной коры: 1) площадной коровый проводник на глубинах 10–30 км, предположительно с флюидной природой электропроводимости; 2) электронопроводящие структуры в верхней части кристаллического фундамента; 3) глубинные разломы, трещиноватое про-

странство в которых насыщено минерализованными растворами. И.С. Фельдман [212] считает, что распределение электропроводимости земной коры в значительной мере зависит от ее разломно-блокового строения. Причем определяющую роль играют узлы пересечения разломов и структур, сложенных электронопроводящими породами, претерпевшими ту или иную степень преобразования в процессе эволюции Земли.

Многие исследователи, изучавшие коровые проводники на территории Евразии [88], прямо или косвенно связывают их с разломами. Так, А. Адам подчеркивает, что хорошо проводящие аномалии в пределах Паннонского бассейна приурочены к разломам. Г. Леглер и Г. Порстендорфер утверждают, что на территории Варисийского фундамента Восточной Германии в поведении изолиний отражаются широкие зоны разломов. О. Праус, Я. Печева и др. установили, что аномалия проводимости в пределах Чехословацкого и Польско-Чехословацкого секторов Карпат приурочена к зоне пересечения систем глубинных разломов северо-западного и северо-восточного направлений. А.А. Ковтун, С.А. Вагин и др. отмечают, что на северо-западе Восточно-Европейской платформы в большинстве случаев простижение проводящих зон совпадает с направлением глубинных разломов. А.Г. Краснобаева установила зону проводимости в пределах Главного Уральского глубинного разлома. В.М. Фадеев и В.Н. Поспелев утверждают, что часть установленных по МТЗ проводящих зон в Бодайбинском районе приурочены к минерализованным зонам разломов. В.И. Векслер и Ю.С. Спасенных на основании анализа вариаций естественного геомагнитного поля сделали вывод о приуроченности аномалий проводимости к известным глубинным разломам на Алтае, в Ферганской долине, на Урале и северо-востоке бывшего СССР. Приведенные данные несомненно свидетельствуют о существенной роли разломов в формировании геоэлектрической модели земной коры и верхней мантии. Рассмотрим эту роль более детально на материалах изучения Украинского щита.

Роль разломных структур. Начнем с анализа данных ВЭЗ. На рис. 30 приведены результаты электроразведочных работ по одному из профилей, пересекающих разлом земной коры. Положение разлома устанавливается по совокупности геолого-геофизических данных и, в частности, наличию гравитационной ступени, изображенной на рис. 30, а. Соответствующая ему зона проводимости в фундаменте достаточно четко фиксируется на вертикальном разрезе ρ_k . Обращает на себя внимание следующее. Положе-

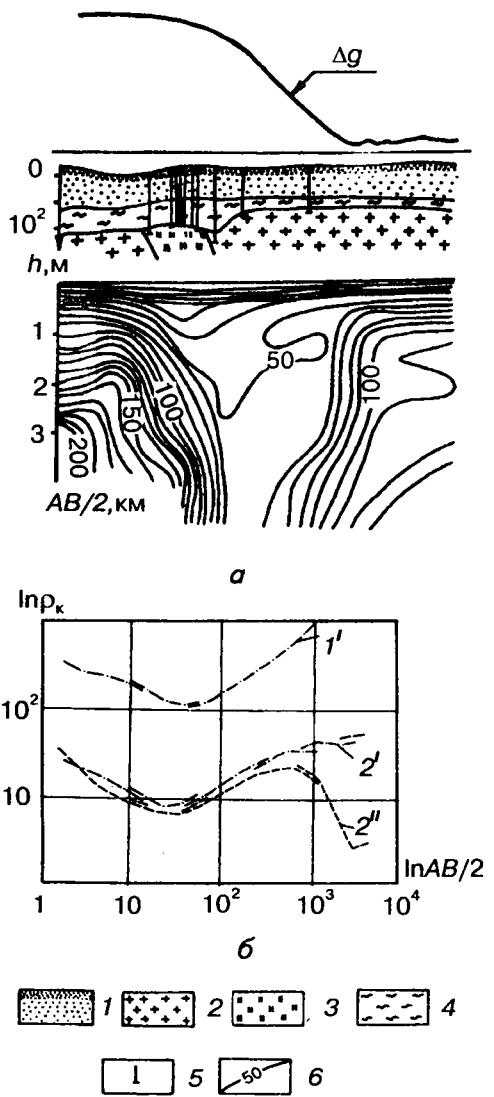


Рис. 30. Вертикальный разрез ρ_k по профилю, пересекающему разломную структуру по О.Г. Яненко и М.И. Матвееву (а) и типичные кривые ρ_k ВЭЗ:

$1'$ — в пределах ненарушенных участков; $2', 2''$ — в пределах разломных структур; 1 — осадочная толща; 2 — мигматиты; 3 — гнейсы; 4 — кора выветривания кристаллических пород; 5 — скважины; 6 — изолинии ρ_k в вертикальной плоскости, $\text{Ом} \cdot \text{м}$.

ние субвертикальной зоны проводимости не коррелируется с приведенным на рис. 30, а, геологическим разрезом. Исключение составляет пачка гнейсов, отражающаяся в левой верхней части зоны проводимости на вертикальном разрезе ρ_k локальным минимумом. Следовательно, зона проводимости не может быть объяснена петрографическим составом пород фундамента. Остается единственный вариант объяснения повышенной проводимости зоны — увеличенная трещиноватость зоны разлома и насыщенность ее проводящими флюидами.

Рассмотрим поведение кривых ρ_k ВЭЗ (см. рис. 30, б) вдали от разлома $1'$ и в его пределах $2'$ и $2''$. Обращает на себя внимание большее искашение кривых ρ_k ВЭЗ с разносом питающих линий вдоль простирания разлома $2''$ по сравнению с кривыми ρ_k ВЭЗ, ориентированными вкрест разлома $2'$. Кривые ρ_k вдали от разлома соответствуют четырехслойному геоэлектрическому разрезу типа $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 < \rho_4 \rightarrow \infty$, а кривые ρ_k в

пределах разлома 2" приобретают вид, соответствующий четырехслойному разрезу типа $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$. При этом значения ρ_K в правой ветви кривой падают до нескольких ом-метров. Так что если бы искаженную влиянием разлома кривую ρ_K интерпретировать с помощью стандартных горизонтально-слоистых моделей, то в основании разреза оказался бы слой очень высокой проводимости. Этот пример является достаточно наглядным свидетельством получения ложных выводов при интерпретации искаженных кривых ρ_K стандартными приемами.

Рассмотрим влияние разломов земной коры на результаты измерений ρ_T по методу МТЗ. Украинский щит покрыт сравнительно густой сетью пунктов МТЗ. На рис. 31 показано расположение этих пунктов, выполненных ГП «Днепрогоеофизика», по данным которых построена карта ρ_T с периодом вариаций 150 с. В северо-западной части щита карта дополнена материалами съемок, выполненных ПО «Севукргеология» (В.И. Трегубенко, 1990 г.). Плотность точек МТЗ примерно такая же, как и в остальной части щита. На этом рисунке показаны также системы разломов земной коры, установленные ранее по геологогеофизическим данным [203]. На карту вынесены только крупные разломы 1- и 2-го порядков. Для удобства изложения разломы пронумерованы.

Анализируя поле значений ρ_T на карте и сопоставляя его с пространственным расположением разломов, можно сделать ряд важных выводов.

1. В пределах щита наблюдаются значения ρ_T (для одного и того же периода вариаций 150 с), изменяющиеся от нескольких десятков до нескольких десятков тысяч ом-метров, т.е. на три порядка. При малой мощности осадочного чехла ($h_1 \leq 100$ м) и значениях $S_1 = h/\rho_1$, не превышающих 10 См, такие изменения ρ_T свидетельствуют о достаточно неоднородном в электрическом отношении строении фундамента. Дифференциация электрических свойств пород фундамента по латерали превышает такие изменения по вертикали.

2. Одной из закономерностей распределения значений ρ_T на щите является их разный средний уровень в различных районах. Так, район Среднего Приднепровья характеризуется значениями ρ_T , порядка 20 кОм·м, районы Западного Приазовья – значениями ρ_T не превышающими 1 кОм·м, а в северо-западной части щита значения ρ_T изменяются от нескольких десятых долей до нескольких килоом-метров, причем границами таких районов яв-

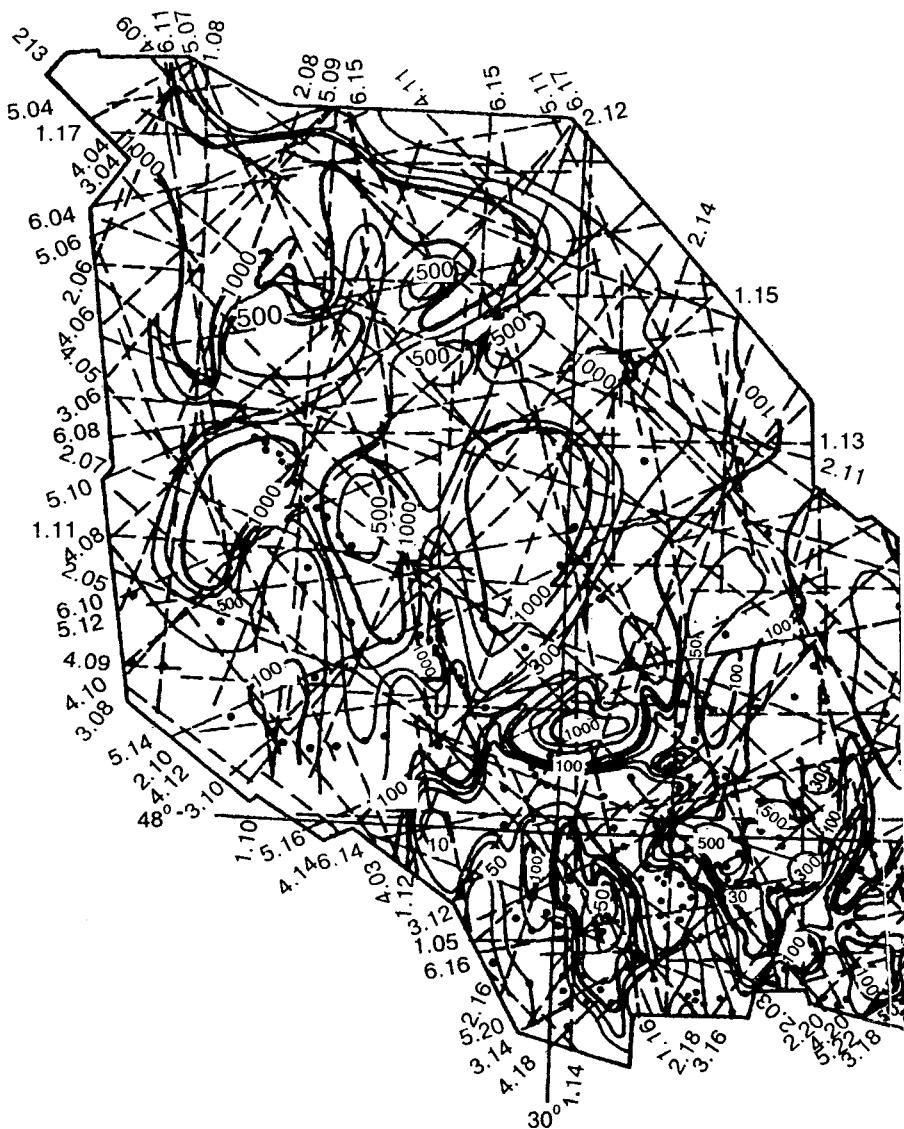
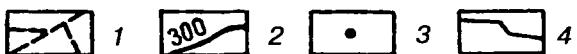
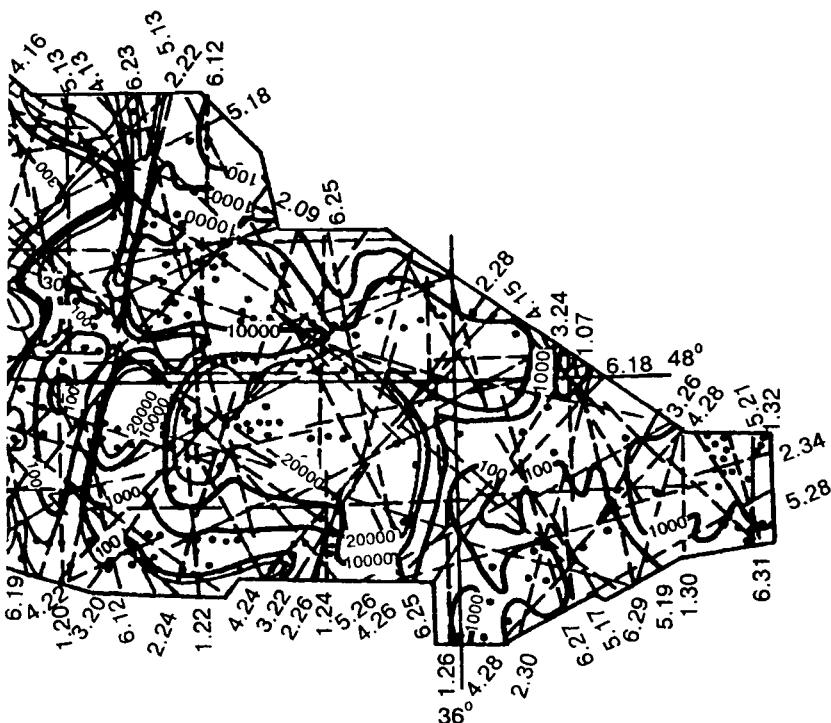


Рис. 31. Схема изолиний ρ_T МТЗ территории Украинского щита по А.И. Ингерову
кину и В.Н. Гонта-

1 — осевые линии разломов земной коры; 2 — изолинии ρ_T , Ом · м; 3 —



100 KM



и О.В. Ганошкому (1991 г.) в сопоставлении с разломами земной коры по К.Ф. Тяпренко (1990 г.):

точки наблюдений; 4 — условный контур Украинского щита

ляются известные разломы земной коры. Наиболее контрастно в поле ρ_T проявляется разлом 2.22 (Криворожско-Кременчугский). Он отделяет высокоомный район Среднего Приднепровья от достаточно низкоомного, соседствующего с ним с запада Центрального. Этот район, в свою очередь, отделяется от северо-западного довольно четко разломом 4.14, хотя в формировании более сложной границы участвуют разломы и других систем. Низкоомный район Западного Приазовья отделяется от высокоомных районов на западе южной частью известного разлома 2.28 (Орехово-Павлоградского), а на востоке – пересечением разломов 5.19 и 5.26. Названные выше районы, отличаясь друг от друга электрическими характеристиками, оказываются сложенными разными комплексами пород. К сожалению, специальные исследования, посвященные изучению взаимосвязи электрических характеристик со структурно-вещественным составом пород в естественном залегании, пока не проводились. Тем не менее, приведенные выше данные свидетельствуют об эффективности применения результатов МТЗ, а точнее магнитотелурического профилирования для целей мелкомасштабного районирования.

3. В пределах каждого из названных выше районов Украинского щита наблюдаются определенные чередования положительных и отрицательных локальных аномалий в поведении ρ_T . При этом можно проследить, что характерные особенности ряда аномалий прямо или косвенно связаны с фрагментами разломов, вынесенными на рис. 31, что свидетельствует о мелкоблоковом строении фундамента Украинского щита и проявлении этих блоков в поле ρ_T .

4. Разломы земной коры в поле ρ_T проявляются, по крайней мере, тремя формами: ступенями в уровнях ρ_T ; локальными линейными минимумами; ступенями в уровнях, сопровождающимися линейными локальными минимумами. Не все вынесенные на карту разломы фиксируются одинаково четко. Некоторые не проявляются вовсе. Наиболее четко, можно сказать идеально, проявляется уже упоминавшийся, наиболее детально изученный Криворожско-Кременчугский разлом 2.22. Он фиксируется ступенью в уровне ρ_T , сопровождающейся локальным линейным минимумом ρ_T над разломом. Причин плохого проявления разломов в поле ρ_T может быть несколько. Одна из них – реальная: разлом давно потерял активность; поры залечены и нет объективных факторов для образования зоны повышенной проводимости. Вторая, связанная с разными масштабами съемок, по резуль-

татам которых выделялись разломы, и масштабом поля ρ_T . В частности, разломы, вынесенные на рис. 31, выделялись преимущественно по данным гравитационных и магнитных съемок в масштабе 1:200 000, а сеть точек МТЗ, использованная для построения карты ρ_T , в лучшем случае удовлетворяет масштабу 1:2 500 000.

Касаясь вопроса четкости проявления разломов разных систем в поле ρ_T , следует отметить, что четкого ответа на него по имеющимся материалам пока дать нельзя. Намечается несколько более яркое проявление в поле ρ_T разломов, ориентированных по азимуту 17°. Это не только уже упоминавшиеся разломы 2.22 и 2.26, но также разломы 2.18 и 2.24. Более того, в середине интервала между разломами 2.22 и 2.24, параллельно им проявляется разлом следующего порядка, не вынесенный на карту. Одной из возможных причин этого явления может быть относительно молодой возраст этой системы разломов. По времени образования она последняя из шести нанесенных на карту [203].

Несмотря на некоторые сложности выделения разломов фундамента в поле ρ_T , из приведенных выше данных можно сделать вывод об эффективности использования магнитотеллурического профилирования для картирования разломов. А в сочетании с другими геофизическими методами магнитотеллурическое профилирование может быть использовано для классификации разломов, в частности, для выделения среди них ныне «живущих».

Рассмотрим возможности использования метода МТЗ для изучения вертикальных электрических разрезов. С этой целью выполним анализ экспериментальных кривых ρ_T МТЗ. При наблюдениях использовались вариации с периодами от 0,1 до 1000 с. На рис. 32, а приведены наиболее часто встречающиеся (типичные) кривые ρ_T на щите.

Максимальное количество кривых ρ_T МТЗ по форме можно отнести к типу I, разделяющемуся по уровню значений ρ_T на два подтипа, соответствующих высокомомным блокам Ia и низкомомным Iб. Характерной особенностью кривых этого типа являются слабо выраженные экстремумы, соответствующие проводникам с умеренной проводимостью. Кривые типа II характеризуются длинными ниспадающими ветвями в диапазоне от 10 до 1000 с, соответствующими высокопроводящим объектам. Кривые типа III характеризуются четко выраженным минимумом в интервале периодов от 10 до 100 с. Это классический вид кривых ρ_T над крутопадающими электропроводящими пластами. Имеют место и более сложные кривые (см. рис. 32, б).

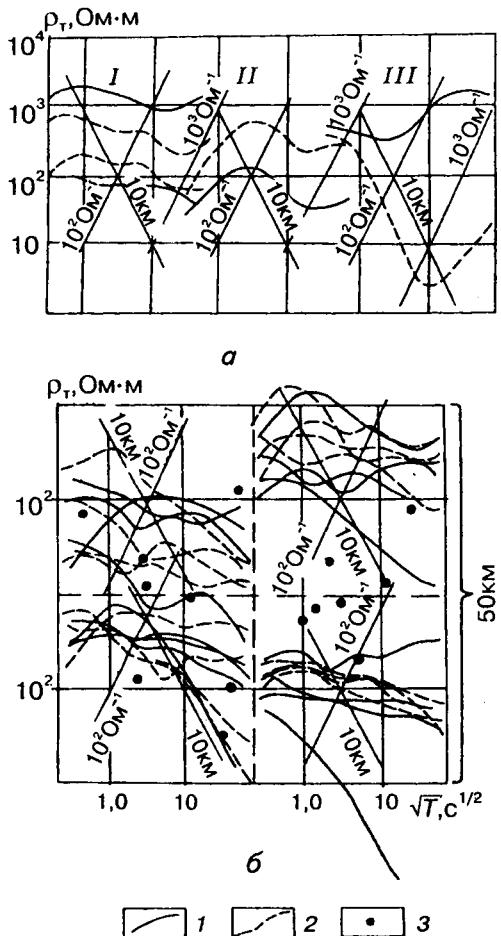


Рис. 32. Типичные кривые ρ_T МТЗ (а) и ячейка сеточной карты размером $50 \times 50 \text{ км}$, разделенная на четыре части размерами $25 \times 25 \text{ км}$ (б):

1, 2 — соответственно меридиональные и широтные кривые ρ_T МТЗ; 3 — точки наблюдений

Как следует из рис. 32, а, на Украинском щите практически не встречаются кривые ρ_T , соответствующие модели нормального (платформенного) разреза, в котором отсутствуют электропроводящие слои в земной коре и верхней мантии. В подавляющей части кривых ρ_T наблюдаются четкие экстремумы, в рамках стандартного подхода свидетельствующие о наличии электропроводящих слоев в разрезе. Попробуем разобраться в этом парадоксе.

Анализ кривых ρ_T по площади удобнее всего выполнять по сеточной карте. Для ее построения Украинский щит был разбит на отдельные ячейки размером $50 \times 50 \text{ км}$. Внутри каждой ячейки в билогарифмическом масштабе с единым модулем выносились кривые ρ_T для точек, попавших в данную ячейку. Там же указывалось положение точек в плане. На рис. 32, б приведен вид одной из таких ячеек.

Считают [171], что осреднение кривых ρ_T позволяет в определенной мере избавиться от влияния локальных поверхностных неоднородностей. Поэтому одной из целей построения сеточной карты было получение осредненных кривых ρ_T для каждой ячейки, характеризующих минимально искаженный гео-

электрический разрез такой ячейки. К сожалению, эта идея на практике не оправдалась. Наблюдающееся различие в поведении кривых ρ_T не только в пределах ячейки размером 50×50 км, а в ряде случаев даже в пределах отдельных ее частей размером 25×25 км (см. рис. 32, б) никак нельзя объяснить малыми искажениями горизонтально-слоистого геоэлектрического разреза. В данном случае форма кривых ρ_T определяется преобладающим влиянием неоднородностей, находящихся в верхней части разреза.

Из приведенных выше данных следует, что наиболее вероятной причиной довольно резких изменений кривых ρ_T на близких расстояниях является мелкоблоковое строение докембрийского фундамента Украинского щита. Причем, судя по карте, представленной на рис. 31, разнородные блоки характеризуются размерами 35 км и меньше. Для проверки этого предположения было проведено математическое моделирование кривых ρ_T , обусловленных двухмерным разрезом, представленным чередованием высокоомных ($\rho = 1000$ Ом·м) и низкоомных ($\rho = 10$ Ом·м) блоков литосфера с поперечным разрезом 17,5 км. Глубина до верхней кромки блоков принята 2 км, а до нижней — 100 км. Результаты моделирования приведены на рис. 33. Кривые 1' соответствуют точке над центром низкоомного блока, кривые 2' — точ-

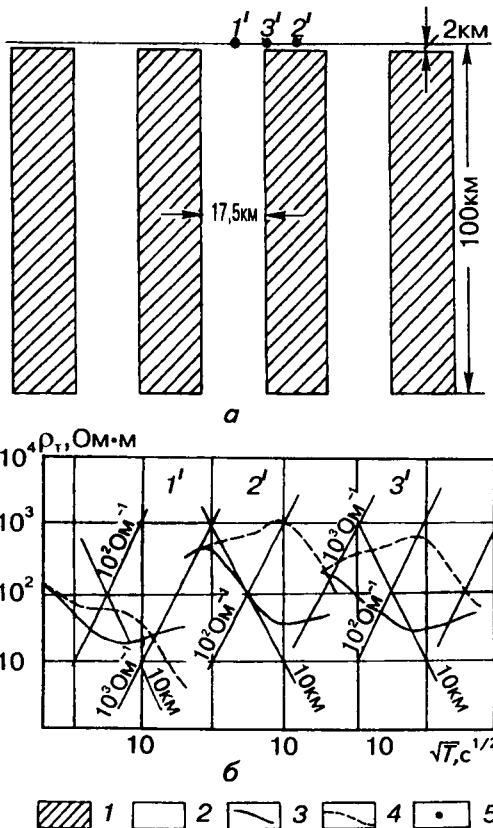


Рис. 33. Вертикально-слоистый разрез (а) и графики кривых ρ_T над ним по А.И. Ингерову и О.В. Ганецкому:

1 — высокоомные блоки; 2 — низкоомные блоки; 3, 4 — соответственно продольные и поперечные кривые ρ_T ; 5 — точки исследований

ке над центром высокоомного блока, а кривые $3'$ — точке, расположенной над границей между разнородными блоками.

Из рисунка видно, что рассчитанные кривые ρ_T имеют форму и уровень, близкие к наблюдаемым на щите. При этом форма кривых в основном определяется положением расчетных точек относительно изучаемых блоков. При положении расчетной точки над высокоомными блоками наблюдается значительное различие между продольными и поперечными кривыми, а при ее положении над низкоомными блоками такое различие уменьшается. Как было показано И.И. Рокитянским [171], при некотором (даже незначительном) повороте осей наблюдаемое расхождение двух кривых МТЗ по ортогональным направлениям уменьшается и они могут оказаться близкими по форме и уровню значений. Формальная интерпретация таких кривых в рамках горизонтально-слоистой модели дает коровый проводник с электрической проводимостью около 1000 См и глубиной залегания кровли порядка 10 км. Другими словами, получается разрез, имеющий очень мало общего с параметрами исходной модели.

Таким образом, мы приходим к выводу о чрезвычайной сложности использования формальных приемов интерпретации кривых ρ_T МТЗ для получения вертикального электрического разреза в рамках горизонтально-слоистых моделей. Для этого необходимо найти участки, в которых отсутствовало бы влияние разломно-блоковой тектоники. А поскольку, судя по карте, представленной на рис. 31, такие участки найти трудно, то, по-видимому, лучше такими приемами не пользоваться. Этот вывод противоречит существующей практике, но он не нов. Авторы работы [47], анализируя влияние поверхностных неоднородностей на кривые ρ_T , пришли к сходным выводам. В частности, они отметили следующее. Под влиянием геоэлектрических неоднородностей кривые ρ_T МТЗ могут деформироваться вплоть до появления ложных максимумов и минимумов. Их формальная интерпретация, основанная на использовании горизонтально-однородных моделей, приводит к неправильным представлениям о вертикальном распределении электропроводимости: неверно определяются удельное сопротивление и толщина слоев, возникают ложные слои.

Возможен иной подход — изучение глубинного строения верхних оболочек Земли с помощью вертикальных разрезов эффективных значений ρ_T или импедансов Z .

На рис. 34, *a* приведен вертикальный разрез эффективного импеданса Z_{ϕ} по одному из профилей, расположенных в приазовской части Украинского щита. Разрез построен по результатам МТЗ, выполненного С.Г. Креймером и Р.Я. Кивелюком в 1981 г. в диапазоне периодов вариаций теллурического поля от 0,1 до 1600 с. Элементы теллурического поля в диапазоне периодов 10–1600 с соответствуют глубинам, заведомо превышающим глубину до поверхности Мохоровичча на Украинском щите.

Из рис. 34, *a* следует, что земная кора и верхи мантии вдоль разреза разбиты на серию чередующихся по электропроводимости вертикальных блоков, горизонтальные размеры которых значительно меньше вертикальных, т.е. не только подтверждается сделанный ранее вывод о мелкоблоковом строении земной коры щита, но и устанавливается вертикальность границ этих блоков. Важность этого факта трудно переоценить.

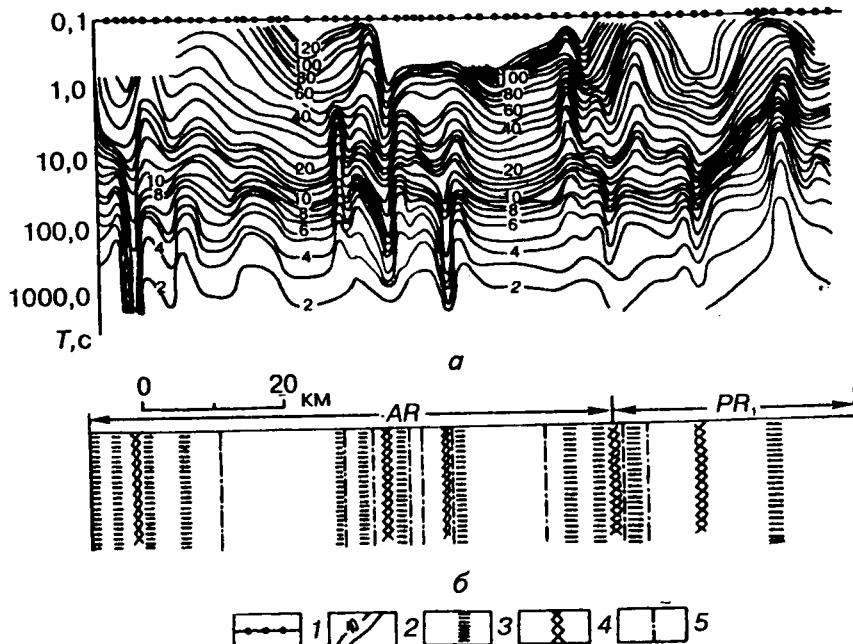


Рис. 34. Вертикальный разрез эффективного импеданса Z_{ϕ} (*a*) и результаты интерпретации вертикального разреза в сопоставлении с известными геологическими данными (*b*): *AR* — западно-приазовская серия; *PR* — центрально-приазовская серия; 1 — точки наблюдений на профиле; 2 — изолинии эффективных значений ρ_T или импеданса Z_{ϕ} , Ом · м; 3 — глубинные зоны высокой проводимости; 4 — глубинные зоны высокого сопротивления; 5 — осевые линии известных глубинных разломов

Из сопоставления результатов интерпретации вертикального разреза эффективного импеданса $Z_{\text{эф}}$ и фактических геологических данных (см. рис. 34, б) следует, что положению известных крупных разломов соответствует концентрация вертикальных глубинных зон повышенной электропроводимости, чередующихся с зонами повышенных электрических сопротивлений. Наиболее вероятная геологическая природа глубинных зон повышенной проводимости — это межблоковые зоны, насыщенные флюидами. Геологическая природа зон повышенного электрического сопротивления может быть двоякой. Скорее всего это наименее нарушенные участки земной коры, но, возможно, это межблоковые зоны, заполненные плохопроводящим материалом типа интрузий.

Приведенный выше пример свидетельствует об эффективности использования МТЗ для изучения глубинного строения верхних оболочек Земли, в частности, для выявления и изучения глубинных разломов.

Горизонтальная расслоенность. Проблема выявления горизонтальной расслоенности по электрическим свойствам пород земной коры и верхней мантии значительно сложнее, чем в сейсмической модели. Сами понятия «земная кора» и «верхняя мантия», используемые в данном случае, являются элементами сейсмологической модели. В качестве глобальной субгоризонтальной границы в земной коре, определяемой электрическими методами (ВЭЗ, ДЭЗ, МТЗ, ЧЗ и др.), можно назвать только одну — поверхность кристаллического фундамента. Все остальные субгоризонтальные границы в земной коре и верхней мантии (включая и наличие астеносферы) — гипотетичны. В частности, подошва земной коры — сейсмическая граница Мохоровичча — в электрических полях (по данным МТЗ и МВЗ) практически не фиксируется.

Касаясь проблемы существования астеносферы, отметим следующее. На основании анализа и обобщения результатов изучения верхней мантии сейсмическими методами в различных регионах земного шара установлено [173], что мощные слои с пониженными скоростями, которые расположены на глубинах более 80—100 км и могут быть отождествлены с астеносферой, чаще всего слабо выражены либо вовсе отсутствуют под наиболее стабильными областями земной коры, такими, как древние кристаллические щиты и докембрийские платформы, в частности, Восточно-Европейская. Волноводы, отождествляемые с астеносферой, достаточно четко фиксируются только в тектонически активных районах, таких как горно-

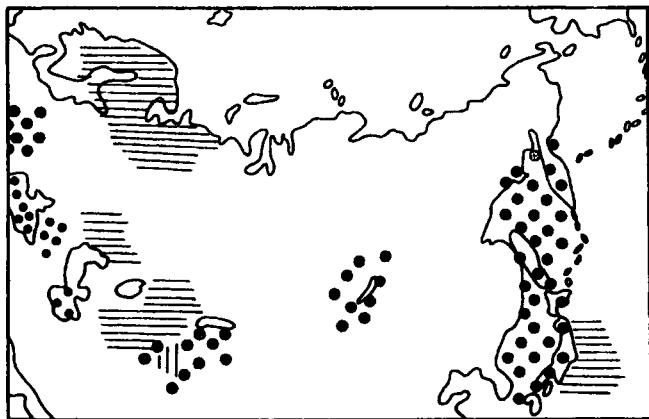
складчатые сооружения, рифтовые зоны и области перехода от континента к океану. Вместе с тем, в областях современного орогенеза, например в Алтае-Саянской зоне, рассматриваемый волновод не был выделен. Отсутствуют также надежные данные, свидетельствующие о его повсеместном распространении под Кавказом. На рис. 35, а приведена схема распределения районов, в которых фиксируется астеносфера на территории России и сопредельных стран.

Полученная по результатам МТЗ—МВЗ кривая ρ_T нормального геоэлектрического разреза (см. рис. 29, б) для Восточно-Европейской платформы подтверждает приведенный выше вывод об отсутствии астеносферы в ее пределах. По-видимому, этот вывод можно распространить и на другие платформы.

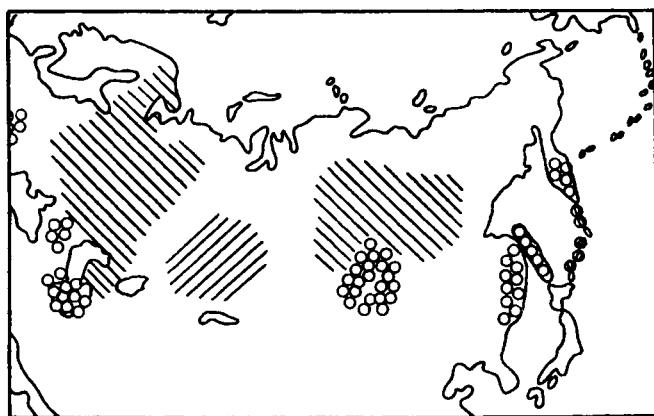
В пределах тектонически активных областей на кривых ρ_T МТЗ фиксируются минимумы (в рамках горизонтально-слоистых моделей), соответствующие высокопроводящим слоям, отождествляемым с астеносферой. На рис. 35, б приведена схема распределения районов, в которых фиксируется электрическая астеносфера.

Совпадение районов распространения волноводов и высокопроводящих слоев в верхней мантии используется исследователями для доказательства справедливости приведенных выше выводов об отсутствии в верхней мантии непрерывного в планетарном масштабе слоя частично расплавленных пород (астеносферы) и приуроченности последнего к тектонически активным зонам.

Возможно и другое объяснение этому совпадению, суть которого сводится к следующему. Выше было показано что в пределах Украинского щита имеют место кривые ρ_T аномального (геосинклинального) типа. Причина появления соответствующего минимума на кривой ρ_T связана не с астеносферой, а с влиянием сети разломов. Тектонически активные районы в большей мере нарушены разломами, и, следовательно, роль последних в формировании геоэлектрического разреза в значительной степени возрастает. Во всяком случае, отделить влияние глубинной высокопроводящей зоны от влияний разломно-блоковых структур на форму и уровень значений кривых ρ_T в геосинклинальных областях пока не представляется возможным. Поэтому проблему существования электрической астеносферы следует считать открытой. Однако, если электрическая астеносфера отсутствует, и ее появление на кривых ρ_T



a



b

■ ■ ■ 1 · · · 2 3 4 ○ ○ ○ 5 6 7

Рис. 35. Схемы распространения на территории России и сопредельных стран слоев, отождествляемых с астеносферой по А.С. Алексееву, В.З. Рябому (*a*) и слоев верхней мантии с различной электропроводимостью по Л.Л. Ваньяну, М.Н. Бердичевскому и Б.А. Окулесскому (*b*):

1, 2 — области распространения астеносферных слоев соответственно по достоверным и недостоверным данным; 3, 4 — области отсутствия астеносферных слоев соответственно по достоверным и недостоверным данным; 5—7 — электропроводимость слоев верхней мантии S , См ($5 - S > 10^4$, $6 - 10^3 < S < 5 \cdot 10^3$, $7 - S < 10^3$)

вызвано влиянием разломно-блоковой тектоники, то объяснение совпадения их с районами распространения волноводов надо искать также во влиянии на результаты сейсмических наблюдений субвертикальных границ, которые в настоящее время практически не учитываются.

3.4. Плотностная модель земной коры и верхней мантии

Под *плотностной моделью* земной коры и верхней мантии будем понимать совокупность поверхностей, ограничивающих области распространения пород с определенными плотностными характеристиками, аппроксимирующих земную кору и верх мантии и соответствующих гравитационному полю на поверхности Земли. Сосредоточим внимание на консолидированной части земной коры и верхней мантии. Основными характеристиками плотностной модели являются: законы распределения плотности в поверхностных структурах фундамента и ее изменение с глубиной (плотностной разрез); вертикальная отдельность земной коры и природа глубинных неоднородностей; горизонтальная раслоенность верхней оболочки Земли и возможная ее природа.

Плотность пород **верхней** части кристаллического фундамента. Источником сведений о плотности пород в поверхностных структурах фундамента являются, в основном, прямые определения ее на образцах из обнажений или скважин. Наиболее доступны для изучения плотности пород кристаллического основания щиты и кристаллические массивы. Результаты бурения в области платформ с осадочным чехлом в несколько километров свидетельствуют об однотипности пород кристаллического основания платформ, кристаллических массивов и щитов. Поэтому данные, полученные на щитах и кристаллических массивах, можно распространять и на фундамент платформ с незначительными поправками на изменение *Pt*-условий.

В пределах всех известных щитов и кристаллических массивов наблюдается резкая изменчивость пород, выходящих на поверхность кристаллического основания: от самых кислых до ультраосновных. Их плотность колеблется от 2,4 до 3,4 г/см³ с наиболее часто встречающимися значениями 2,6–2,9 г/см³. Вместе с тем, интересно отметить, что средняя плотность пород щитов изменяется в значительно меньших пределах. Так, по данным Н.Б. Дортман [213], средняя плотность пород в современном срезе Балтийского и Алданского щитов равна 2,72 г/см³, Анабар-

ского — 2,75 г/см³. Средняя плотность пород наиболее изученного Украинского щита, по данным Г.Я. Голиздры [50], — 2,69 г/см³. При этом он приводит данные финских геофизиков, которые получили среднее значение плотности пород Балтийского щита на территории Финляндии точно такое же, как и на Украинском щите. Дж. Буллард [27] для кристаллических пород фундамента Северной Америки получил среднее значение плотности 2,74 г/см³. Наряду с выдержанностью средних значений плотности пород фундамента приведенные цифры свидетельствуют о большем распространении в кристаллическом основании пород кислого и среднего состава, имеющих меньшую плотность, чем породы основного и ультраосновного состава.

При построении плотностной модели выдержанность средних значений плотности пород фундамента на территории платформ может служить основанием для использования плотностной границы фундамент — чехол. В случае разной глубины фундамента на платформах эта граница может вносить свой вклад в наблюдаемое гравитационное поле. Вместе с тем, на щитах, где по сути дела фундамент выходит на поверхность, имеют место региональные аномалии размерами от нескольких десятков до сотен километров и интенсивностью, достигающей нескольких десятков миллигаль.

В условиях резкой изменчивости плотности пород фундамента и неравномерной изученности источники такого рода аномалий не всегда очевидны даже на щитах, не говоря уже о платформах в целом. Исходя из значительных горизонтальных размеров аномалий, многие исследователи связывают их с подъемом глубинных плотностных границ, в частности *M*. Часть исследователей считает, что это блоки фундамента с повышенными средними значениями плотности. Изучением этой проблемы в пределах Украинского щита детально занимался Г.Я. Голиздра. Он разработал оригинальные методики изучения и изображения на картах фактических геологических данных и данных измерений плотности на образцах из обнажений и скважин [50]. Не останавливаясь на них подробно, рассмотрим некоторые результаты исследований на примере Голованевской региональной положительной гравитационной аномалии, соответствующей Голованевскому блоку фундамента.

На рис. 36 приведены карты состава пород и результаты изучения их плотности в районе Голованевской аномалии, обозначенной двумя условными контурами: внутренним и внешним. Внутренний контур ограничивает самые высокие значения ано-

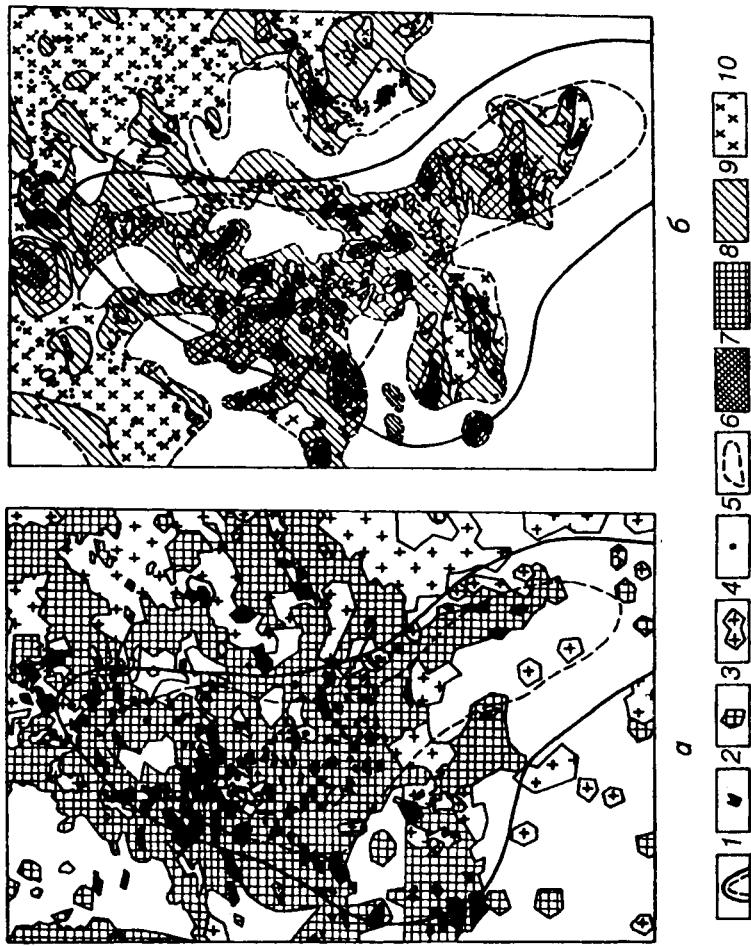


Рис. 36. Карта-мозаика состава пород (а) и карта плотности кристаллических пород (б) района Голеванской аномалии (Украинский щит):
1 – условные контуры Голеванской аномалии (внутренний и внешний); 2–4 – зоны выплытия скважин, вскрыших разных городы (2 – амфиболиты, габброиды, перidotиты, 3 – чаркоисты, гнейсы, пироксеновые и гранатовые магнетиты, 4 – граниты); 5 – точки определения плотности; 6 – контуры изученных областей; 7–10 – области значений плотности пород, г/см^3 (7 – 3,00, 8 – 3,00–2,80, 9 – 2,80–2,65, 10 – < 2,65)

малий гравитационного поля, внешний – самые низкие, а об-
ласть между ними соответствует средним значениям аномалий
гравитационного поля.

Из рис. 36 видно, что область с высокими значениями анома-
лий гравитационного поля оказывается насыщенной породами
основного и ультраосновного составов, имеющими максимальные
значения плотности. В периферийных частях аномалий макси-
мально распространены граниты, имеющие наиболее низкие зна-
чения плотности. По данным Г.Я. Голиздры, средневзвешенные
значения плотностей пород в пределах области высоких значений
аномалий гравитационного поля – 2,81, в пределах средних –
2,76, а в пределах низких – 2,65, т.е. практически наблюдается
корреляция между уровнем гравитационного поля и средневзве-
шенными значениями плотности пород на поверхности фунда-
мента. Аналогичные закономерности, установленные им в преде-
лах других региональных положительных гравитационных анома-
лий на Украинском щите, позволили ему сделать важный вывод о
природе региональных положительных гравитационных аномалий
типа Голованевской. Одним из источников региональных грави-
тационных аномалий, безусловно, являются неоднородности пет-
рографического состава пород, начинающиеся с поверхности
фундамента.

К сожалению, результаты описанного выше анализа не дают
прямого ответа на вопрос: как изменяется установленная законо-
мерность с глубиной? Это, в свою очередь, не позволяет ответить
на вопросы: являются ли фиксируемые на поверхности фунда-
мента неоднородности единственным источником изучаемых
аномалий или имеют место дополнительные глубинные источни-
ки и каково соотношение вкладов этих источников в наблюде-
мые аномалии? Ответы на эти вопросы, по-видимому, можно по-
лучить путем моделирования гравитационного поля, проводимого
в рамках какой-нибудь тектонической концепции.

Для изучения источников региональных гравитационных
аномалий автор в свое время выполнил сравнение уровней грави-
тационного поля Украинского щита по блокам первого порядка,
образованным диагональной системой разломов, и средней плот-
ности пород в пределах этих блоков [75]. На рис. 37, а приведена
схема гравитационного поля Украинского щита, а на рис. 37, б –
график корреляции отклонений средних значений гравитацион-
ного поля блоков от среднего значения поля по щиту в целом
 Δg и разностей между средними значениями плотности кристал-
лических пород этих блоков и средней плотности пород кристал-

лического основания щита $\Delta\sigma$. На рис. 37, б достаточно наглядно видна близкая к линейной корреляция между изменениями значений гравитационного поля и средней плотности пород кристаллического основания по блокам. По данным девяти блоков, увеличение значений $\Delta\Delta g$ на 10 мГал соответствует возрастанию их средней плотности на $0,05 \text{ г/см}^3$. Два блока (VI и $VIII$) «выпадают» из этой закономерности. Они представлены породами коростеньского комплекса, среди которых на поверхности фундамента максимально распространены граниты-рапакиви с плотностью порядка $2,60$ — $2,61 \text{ г/см}^3$. Практически это одно из самых низких значений плотности пород щита. Для того чтобы рассматриваемые блоки удовлетворяли установленной закономерности, они должны иметь среднюю плотность ниже плотности гранитов-рапакиви. Сущность этого парадокса будет рассмотрена ниже.

Подводя итог, подчеркнем установленную выше корреляцию между изменениями гравитационного поля и средней плотностью пород кристаллического основания, наблюдающуюся как в пределах блоков пород размерами порядка $140 \times 140 \text{ км}$, так и блоков второго порядка типа Голованевского (см. рис. 37, а — V'). Более того, И.Г. Клушиным и Л.Е. Шустовой [84] несколько иным путем получена аналогичная закономерность для Балтийского щита. Следовательно, при конструировании плотностных моделей земной коры необходимо иметь в виду, что в создании региональных гравитационных аномалий значительную роль играют неоднородности петрографического состава пород разных блоков, начинающиеся с поверхности фундамента и, по-видимому, продолжающиеся на глубину. Возможные законы изменения контраста плотности между блоками с глубиной и роль других факторов в формировании региональных аномалий будут рассмотрены ниже.

Следует специально остановиться на разнице в численных значениях плотности пород отдельных образцов и больших объемов горных пород в верхней части земной коры *in situ*. Все описанные выше закономерности основываются на численных значениях плотности пород, измеренной на образцах. При отборе образцов предпочтение отдавалось минимально измененным породам. Вместе с тем, как уже подчеркивалось, земная кора пронизана системами разломов, многие из которых представляют собой зоны повышенной трещиноватости. Понижение плотности пород в этих зонах достигает $0,1 \text{ г/см}^3$ и более.

Примером такой зоны может служить Первомайский разлом, разделяющий области преимущественного распространения чар-

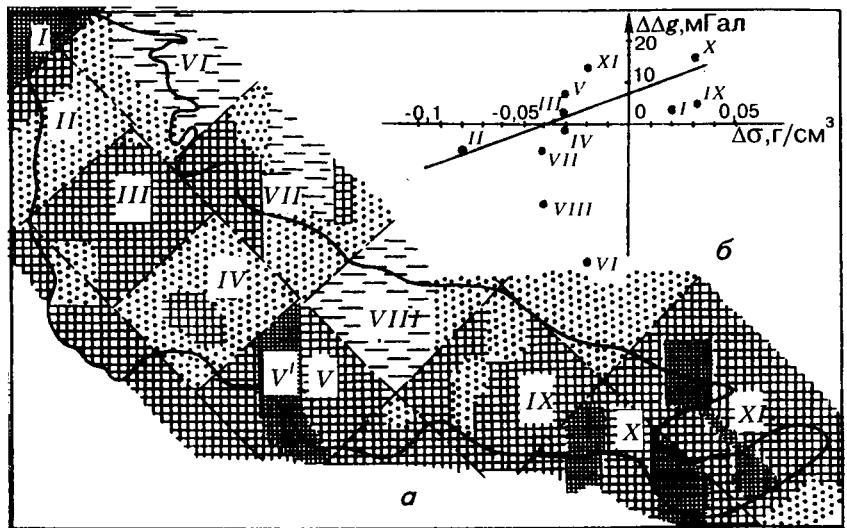


Рис. 37. Схема гравитационного поля Украинского щита (а) и график корреляции величин $\Delta\Delta g$ и $\Delta\sigma$:
 1—4 — участки с разными уровнями гравитационного поля (1 — высокими, 2 — повышенными, 3 — пониженными, 4 — низкими); 5 — границы блоков диагональной системы I—XI (V' — Голованевский блок второго порядка); 6 — условная граница Украинского щита; 7 — значения $\Delta\Delta g$ и $\Delta\sigma$, соответствующие блокам I—XI; 8 — осредняющая линия

1—4 — участки с разными уровнями гравитационного поля (1 — высокими, 2 — повышенными, 3 — пониженными, 4 — низкими); 5 — границы блоков диагональной системы I—XI (V' — Голованевский блок второго порядка); 6 — условная граница Украинского щита; 7 — значения $\Delta\Delta g$ и $\Delta\sigma$, соответствующие блокам I—XI; 8 — осредняющая линия

нокитов на западе и серых порфировидных (кировоградских) гранитов на востоке. Его центральная часть представлена розовыми аплитоидными гранитами и связанными с ними мигматитами. На рис. 38, а приведены графики изменения плотности пород и гравитационного поля по одной из линий, пересекающих Первомайский разлом, а также геологический разрез по этой линии. График изменения плотности получен по результатам специально проводившихся исследований по этой линии. В рассматриваемом примере обращают на себя внимание две особенности: во-первых, границы зоны разуплотнения не совпадают с границами литологических разностей пород, во-вторых, зона разуплотнения четко не проявляется на фоне гравитационной ступени, соответствующей Первомайскому разлому.

Автор изучил несколько десятков гравитационных ступеней, соответствующих разломам, разделяющим блоки земной коры с разной средней плотностью. На рис. 38, б—г приведены кривые

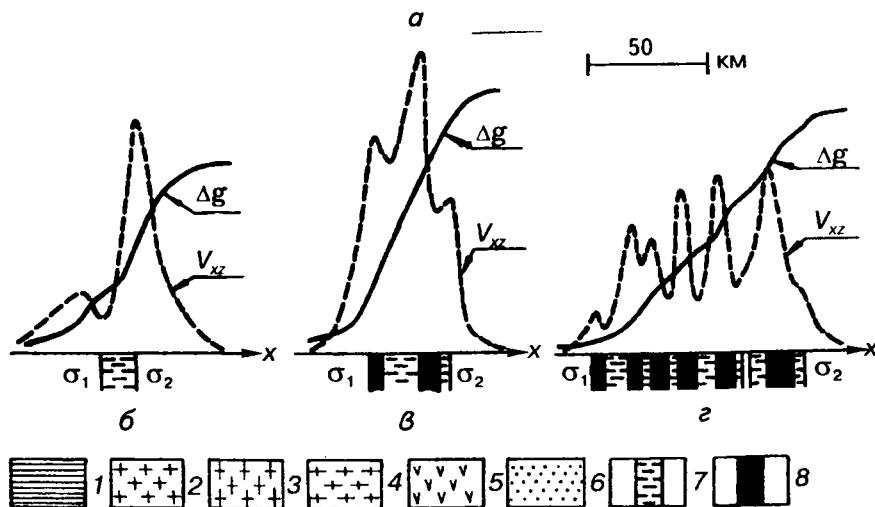
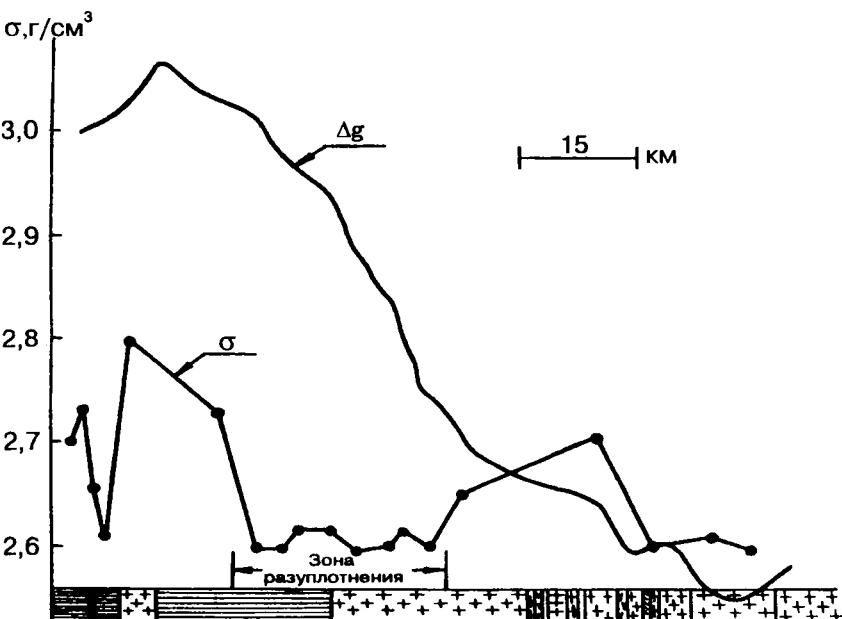


Рис. 38. Графики изменения Δg и $\Delta\sigma$ по одной из линий, пересекающей Первомайский разлом, по В.И. Шаповалу, Е.И. Симан, Т.В. Крашенинниковой (а) и внутренняя структура границ блоков с разной плотностью по данным гравитационного поля (б—г): 1 — чарнокиты; 2 — розовые аплитоидные граниты и связанные с ними мигматиты; 3 — кироградские порфировидные граниты и связанные с ними мигматиты; 4 — плагиограниты и связанные с ними мигматиты; 5 — амфиболиты и габбро-амфиболиты; 6 — гнейсы биотит-плагиоклазовые; 7 — зоны разуплотнения; 8 — зоны более плотных пород

Δg и V_p над такими разломами. По кривым V_p отчетливо просматривается внутренняя плотностная структура разломов. В ряде случаев разломы имеют простую структуру — между соприкасающимися блоками с эффективной плотностью σ_1 и σ_2 располагается зона разуплотнения $\sigma_- < \sigma_1 < \sigma_2$ (см. рис. 38, б). Чаще разломы представлены чередованием зон менее плотных (σ_-) и более плотных (σ_+). При этом $\sigma_- < \sigma_1 < \sigma_2$ и $\sigma_1 < \sigma_+ < \sigma_2$ (см. рис. 38, в). В зависимости от рангов разломов ширина таких зон изменяется от долей километра до нескольких десятков километров. В частности, в пределах Украинского щита ширина некоторых зон достигает 30—40 км (см. рис. 38, г).

Опыт исследований автора этой работы свидетельствует о чрезвычайной нарушенности земной коры, при которой на разломы только одной системы приходится не менее 30 % площади. А поскольку в пределах всех известных нам щитов наблюдается от 4 до 8 систем разломов, то общая площадь их превышает площадь ненарушенных частей земной коры. И хотя объемы земной коры, занятые разломами, нельзя идентифицировать с объемами разуплотнения земной коры (см. рис. 38, в, г), наличие разломов может изменить эффективную избыточную плотность пород в верхней части земной коры, по крайней мере, на несколько сотых грамма на 1 см³. Следовательно, это изменение должно учитываться при составлении плотностной модели земной коры.

Плотностной разрез. Основным источником сведений о плотностном разрезе земной коры и верхней мантии являются скоростные разрезы, получаемые в процессе проведения ГСЗ или сейсмологических исследований. Для преобразования скоростного разреза в плотностной необходимо установить взаимосвязь между плотностью пород и скоростью распространения в них упругих волн. Поскольку прямой функциональной связи между этими величинами нет, то пользуются статистическими зависимостями между ними. Чаще всего взаимосвязь между плотностью пород σ и скоростью распространения в них упругих волн V_p принимают линейной:

$$\sigma = a + b V_p. \quad (9)$$

Эта зависимость впервые была введена Н.Н. Пузыревым и Ф. Берчем. В частности, Ф. Берч установил [253], что коэффициент a зависит от величины средней атомной массы породы, изменяющейся в основном в интервале 20,6—22,2, а коэффициент b

представляет собой константу, выражающую отношение $\Delta\sigma$ и ΔV_p , и определяется экспериментально путем измерения σ и V_p образцов горных пород.

Взаимосвязь между плотностью пород и скоростью распространения в них упругих волн изучали многие отечественные и зарубежные исследователи. Достаточно обстоятельное обобщение полученных данных выполнено С.С. Красовским [93]. Пользуясь результатами этого обобщения, приведем некоторые важные особенности рассматриваемой взаимосвязи.

1. С повышением давления плотность пород так же, как и скорость распространения в них упругих волн, увеличивается, но увеличение плотности пород в процентном отношении меньше, чем увеличение скорости. Численные значения увеличения плотности пород при равных давлениях приведены в табл. 8.

Повышение температуры приводит к некоторому уменьшению обоих параметров (σ и V_p). Так, при возрастании температуры до 100 °C плотность пород уменьшается всего на 0,2—0,3%, а скорость распространения в них упругих волн — на 0,4—0,9%.

2. На рис. 39 приведена корреляционная зависимость $\sigma = f(V_p)$ для различных типов кристаллических пород консолидированной земной коры, составленная С.С. Красовским [93] по данным анализа 2180 определений по образцам горных пород, отобранным разными исследователями на территории Европы, Азии, Северной Америки, Южной Африки и ряде островов Тихого океана. При этом значения σ взяты при давлении 0,1 МПа, а V_p — при 400 МПа (V_{400}). Сплошной линией на рис. 39 показана линейная зависимость $\sigma = 0,7269 + 0,3209 V_p$, а штриховой — более сложная кусочно-линейная зависимость ABCDEF (EG), которая в верхней части разделяется на две ветви. Одна из ветвей (EF) отвечает ультраосновным породам, а другая (EG) — эклогитам.

Т а б л и ц а 8. Изменение плотности пород при повышении давления

Давление, МПа	100	400	1000	1500
Количество определений, шт.	169	251	252	234
Среднее увеличение плотности*, г/см ³	0,0131	0,0397	0,0601	0,0732

* Среднее увеличение плотности пород дано относительно ее значения при 0,1 МПа.

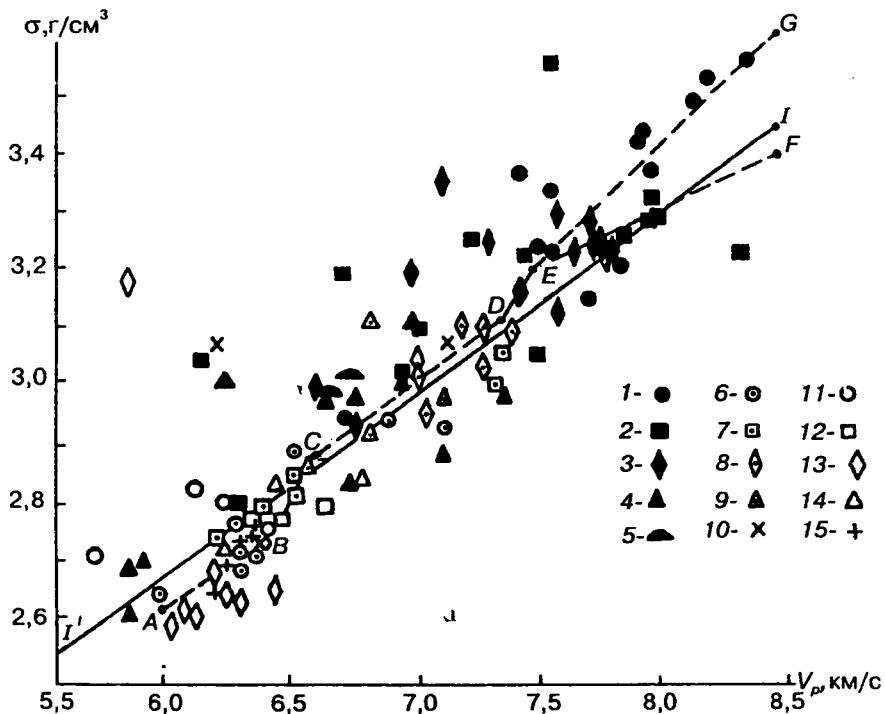


Рис. 39. Корреляционная зависимость между плотностью пород и скоростью распространения в них упругих волн:

1 — эклогиты; 2 — перидотиты; 3 — пироксениты; 4 — габброиды, базальты; 5 — матеосновные; 6 — гнейсы; 7 — столы; 8 — амфиболиты; 9 — гранулилы; 10 — чарнокиты; 11 — щелочные; 12 — диориты; 13 — гранодиориты; 14 — граниты; 15 — туфы

3. Исходя из целесообразности определения плотности пород при тех же давлениях (на тех же глубинах), для которых определена скорость распространения упругих волн, и учитывая выдержанность значений коэффициента b в рассматриваемых корреляционных связях, С.С. Красовский рекомендует вычислять значения плотности пород по регрессиям, коэффициенты которых приведены в табл. 9.

Таблица 9. Коэффициенты регрессии $\sigma_p = f(V_p)$

Давление, МПа	100	400	1000	1500
a	0,8109	0,7666	0,7212	0,6996
b	0,3209	0,3209	0,3209	0,3209

При этом он оценивает точность вычисления σ_1 значениями $\pm 0,05 \dots 0,10 \text{ г}/\text{см}^3$. Судя по данным, приведенным на рис. 39, эта оценка явно завышена.

Приведенные выше данные могут быть использованы для изучения вещественного состава и физического состояния вещества глубинных зон коры и верхней мантии. Закономерности их изменения являются основой при комплексной интерпретации гравитационных и сейсмических наблюдений с целью получения вертикальных разрезов земной коры и верхней мантии. Однако надеяться на получение с их помощью абсолютных значений плотности с точностью, необходимой для составления плотностных разрезов вряд ли можно. Назовем, по крайней мере, две причины, свидетельствующие об этом.

1. Дисперсия известных значений σ и V_p для различных пород (см. рис. 39) и фактически неизвестное соотношение их в глубинных зонах земной коры и верхней мантии не позволяют рассчитывать на получение в общем случае значений σ с погрешностью менее $0,1 \text{ г}/\text{см}^3$.

2. Как было показано выше, в верхней части земной коры, пронизанной системами разломов, плотность слагающих ее пород заметно отличается от численных значений плотности пород, полученных путем определения на образцах. Есть основание ожидать справедливости этой закономерности в глубинных частях земной коры и верхней мантии.

В этих условиях целесообразно, не забывая о проблеме совершенствования описанных выше закономерностей, сосредоточить внимание на изучении вертикальных градиентов изменения плотности пород и их взаимосвязи с градиентом изменения скорости распространения упругих волн в пределах земной коры и верхней мантии. Предпочтительное изучение градиентов изменения плотности с глубиной обусловлено, во-первых, их большим постоянством, и, во-вторых, они имеют существенное значение при образовании вертикальных плотностных границ на границах блоков земной коры и верхней мантии.

С этой целью можно воспользоваться предложениями В.Б. Бурьянова, В.В. Гордиенко и Н.И. Павленковой для определения $\sigma = f(V_p)$ [32, 141], приняв его в виде

$$\sigma_z - \sigma_0 = b(V_{pz} - V_{p0}), \quad (10)$$

где σ_z и V_{pz} — значения плотности и скорости на определяемых глубинах z (при соответствующих давлениях); σ_0 и V_{p0} — значения

плотности и скорости на поверхности фундамента; b — коэффициент пропорциональности.

Продифференцировав левую и правую части уравнения (10), получим

$$\frac{\partial \sigma_z}{\partial z} = b \frac{\partial V_{pz}}{\partial z}. \quad (11)$$

Ранее нами было установлено среднее значение вертикального градиента нарастания плотности земной коры в пределах Восточно-Европейской платформы — $0,01 \text{ г}/\text{см}^3$ на 1 км углубления [75]. Рекомендуемой ныне трехслойной сейсмической модели земной коры [91] можно поставить в соответствие ее трехслойную плотностную модель. Если принять в качестве значения b величину $0,32$, то, пользуясь характеристиками сейсмической модели [91], из выражения (11) можно получить градиенты нарастания плотности в слоях этой модели: в первом слое — $0,010$ — $0,016$, во втором — близкие к нулю, в третьем — $0,016$ — $0,022 \text{ г}/\text{см}^3$ на 1 км углубления. Как видим, среднее значение градиента нарастания плотности с глубиной для всей коры (в пределах круглых чисел) остается близким к $0,01 \text{ г}/\text{см}^3$ на 1 км углубления.

Заметим попутно, что по формуле (10) можно определять абсолютные значения плотности в глубинных частях земной коры (при соответствующих давлениях). Формула удобна тем, что два ее члена — σ_0 и V_{p0} — могут быть определены экспериментально, непосредственно для изучаемого района. При этом, в зависимости от изученности, в качестве σ_0 можно принимать среднее значение плотности на поверхности фундамента в пределах изучаемых блоков разного порядка или среднее ее значение по всему региону и, таким образом, в какой-то мере учитывать особенности состава пород изучаемого региона.

Касаясь характеристики закона нарастания плотности пород в верхней мантии, отметим следующее. К.Е. Буллен [28] приводит значение вертикального градиента скорости распространения продольных волн в верхней мантии $8 \cdot 10^{-4} \text{ г}/(\text{см}^3 \cdot \text{км})$. По-видимому, для оценочных расчетов гравитационного эффекта это значение можно округлить до $0,001 \text{ г}/(\text{см}^3 \cdot \text{км})$.

Вертикальная отдельность и природа плотностных неоднородностей. В связи с хрупкостью земной коры любые изменения в мощностях слагающих ее слоев происходят путем относительных смещений блоков по разломам. С помощью гравиразведки в большинстве случаев достаточно уверенно устанавливается про-

страннынное положение разломов, вдоль которых происходили субвертикальные смещения блоков земной коры. А о том, что направления смещения очень близки к вертикальным, достаточно убедительно свидетельствуют описанные в п. 3.3 данные МТЗ.

Рассмотрим роль вертикальных перемещений блоков земной коры по разломам в образовании плотностных границ. Начнем с простейшего случая – линейного нарастания плотности с глубиной (рис. 40, а). В результате перемещения блоков земной коры на величину ΔH с последующей денудацией левого блока в пределах всей земной коры возникает плотностная граница со значением контраста плотности $\Delta\sigma_1$:

$$\Delta\sigma_1 = \Delta H \text{grad}_z \sigma_k(z), \quad (12)$$

где $\sigma_k(z)$ – закон изменения плотности с глубиной в земной коре.

В нижней части земной коры возникает плотностная граница с контрастом плотности $\Delta\sigma'_1$:

$$\Delta\sigma'_1 = \sigma_m - \sigma_k(z), \quad (13)$$

где σ_m – плотность мантии под границей Мохоровичича.

Следствием влияния обеих плотностных границ являются аномалии типа гравитационных ступеней. Их амплитудные значения можно оценить по формуле для плоскопараллельного слоя

$$\left. \begin{aligned} \Delta g(\sigma_1) &= 2\pi k H \Delta\sigma_1 \\ \Delta g(\sigma'_1) &= 2\pi k \Delta H \Delta\sigma'_1 \end{aligned} \right\}. \quad (14)$$

Полагая $\Delta H = 1$ км, $H = 40$ км, $\text{grad}_z \sigma_k = 0,01$ г/(см³·км) и $\Delta\sigma'_1 = 0,2$ г/см³, получим амплитудные значения $\Delta g(\sigma_1) = 16,8$ мГал, а $\Delta g(\sigma'_1) = 8,4$ мГал. Другими словами, гравитационный эффект, возникающий за счет перемещения блока по разлому, оказывается соизмеримым и даже превышает эффект от обычно принимаемой (сейсмической) границы. Следовательно, при составлении плотностной модели земной коры влиянием вертикальных плотностных границ, возникающих в процессе перемещения блоков по разломам, пренебречь нельзя. Можно, конечно, увеличить контраст плотности $\Delta\sigma'_1$ (как часто и делают) до величины, компенсирующей амплитудное значение Δg , обусловленное всей вертикальной границей, что, естественно, неправомерно.

Рассмотренный выше пример представляет собой упрощенный вариант плотностной модели земной коры, но он удобен для

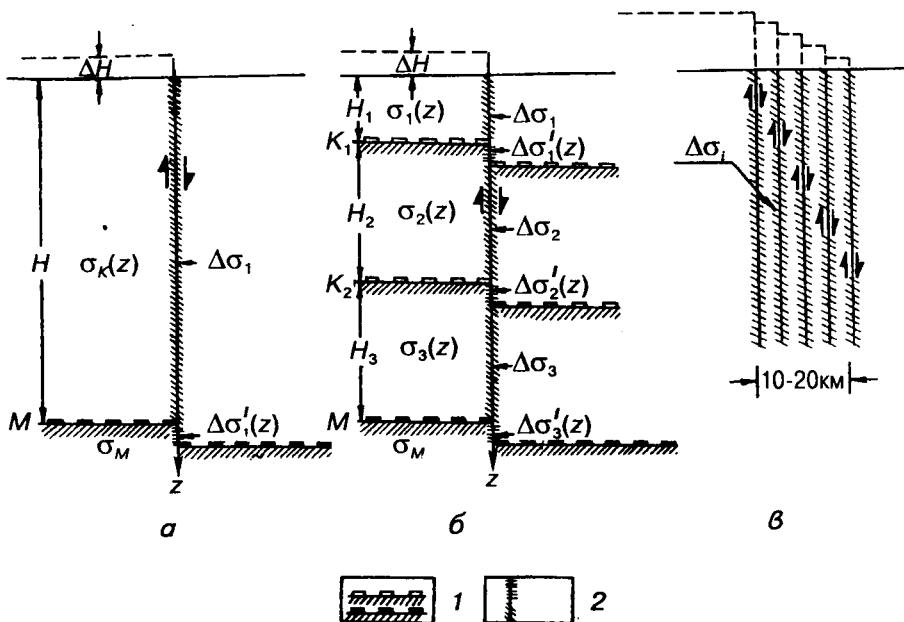


Рис. 40. К образованию вертикальных плотностных границ в однослоиной (а), трехслойной (б) моделях земной коры и внутри разломной структуры (в):
1, 2 — соответственно горизонтальные и вертикальные границы раздела

илюстрации природы элементов, из которых она слагается. В рекомендуемой ныне трехслойной модели так же, как и в однослоиной, вследствие относительных перемещений блоков по разломам будут возникать вертикальные границы с контрастами плотности (см. рис. 40, б)

$$\Delta\sigma_1 = \Delta H \text{grad}_z \sigma_1; \quad \Delta\sigma_2 = \Delta H \text{grad}_z \sigma_2; \quad \Delta\sigma_3 = \Delta H \text{grad}_z \sigma_3;$$

$$\Delta\sigma'_1 = \sigma_2(z) - \sigma_1(z); \quad \Delta\sigma'_2 = \sigma_3(z) - \sigma_2(z); \quad \Delta\sigma'_3 = \sigma_M - \sigma_3(z).$$

Суммарный эффект гравитационной ступени условно можно разделить на две части: обусловленный вертикальными контактами одноименных слоев Δg_3 и вертикальными контактами разноименных слоев $\Delta g'_3$. Амплитудное значение Δg_3 можно вычислить по формуле плоскопараллельного слоя

$$\Delta g_3 = 2\pi k \Delta H [H_1 \text{grad}_z \sigma_1(z) + H_2 \text{grad}_z \sigma_2(z) + H_3 \text{grad}_z \sigma_3(z)], \quad (15)$$

а амплитудное значение $\Delta g'_3$ — по формуле

$$\Delta g'_3 = 2\pi k \Delta H [\Delta \sigma'_1(z) + \Delta \sigma'_2(z) + \Delta \sigma'_3(z)]. \quad (16)$$

Элементарные расчеты по формулам (15) и (16) свидетельствуют об одном порядке величин Δg_3 и $\Delta g'_3$, а, следовательно, о неправомерности пренебрежения влиянием вертикальных плотностных границ в пределах одноименных слоев земной коры. Кроме того, пользуясь формулой (15), можно показать, что амплитудные значения гравитационной ступени при аппроксимации земной коры одним слоем Δg_1 или тремя слоями Δg_3 оказываются практически одинаковыми. Этот вывод можно перенести и на многослойную модель с произвольным законом изменения плотности с глубиной. Другое дело — гравитационное поле вблизи вертикальной плотностной границы в интервале абсцисс $\pm H$. Оно будет различным и это обстоятельство необходимо учитывать при формировании плотностной модели земной коры.

Обратим внимание еще на одну «тонкость» образования плотностных границ в фундаменте, связанную с особенностями перемещения блоков земной коры по крупным разломам. Крупные разломы характеризуются шириной от нескольких километров до нескольких десятков километров. Схема перемещения вдоль них и возникающие при этом плотностные границы $\Delta \sigma_i$ показаны на рис. 40, в. Денудированная часть изображена штриховыми линиями. В этом случае амплитудное значение суммарного гравитационного влияния всех границ тождественно влиянию одной плотностной границы, которая возникла бы при перемещении двух соседних блоков с вертикальной амплитудой ΔH . Вместе с тем, следует специально подчеркнуть, что гравитационные поля рассматриваемых структур в пределах разломов (в интервале абсцисс $\pm H$) будут отличаться между собой.

Рассмотренные выше примеры возникновения плотностных границ вследствие относительных вертикальных перемещений блоков могут быть использованы при расшифровке аномалий над различными региональными и глобальными структурами. В частности, если акватории морей и океанов рассматривать в качестве опущенных блоков, то на границе континент — море должна наблюдаться аномалия типа ступени, составляющая основную часть известного эффекта Гельмерта. Наблюдаемые аномалии гравитационного поля над структурами типа островная дуга — глубоководный желоб в виде сочетаний \max и \min свидетельствуют о том, что эти структуры возникли в результате относительного разнонаправ-

ленного вертикального перемещения блоков, осуществлявшегося по схеме, изображенной на рис. 40, в.

В условиях платформ и щитов приподнятым денудационному блоку фундамента, т.е. блоку с более глубоким эрозионным срезом должна соответствовать положительная аномалия. Интенсивность ее пропорциональна разности уровней эрозионных срезов изучаемого и соседних блоков ΔH . На поверхности фундамента глубоко срезанного блока это должно проявляться в повышенной средней плотности пород. Геологическая природа повышения плотности выходящих на поверхность фундамента блоков та же самая, что и увеличения плотности пород с глубиной. Здесь действуют несколько факторов: закрытие трещин и пор пород, изменение вещественного состава пород с глубиной, разное напряженно-упругое состояние пород, неодинаковая упаковка атомов в связи с изменяющимися Pt -условиями и, возможно, другие. В разных частях земной коры роль перечисленных выше факторов безусловно различна.

Таким образом, среди источников региональных аномалий условно можно выделить две группы неоднородностей. Одна из них, представляющая собой блоки фундамента, сложенные преимущественно кислыми породами и в разной степени насыщенные более тяжелыми породами основного и ультраосновного состава. Вторая группа неоднородностей рассмотрена выше. Она представляет собой блоки фундамента с разными уровнями их эрозионного среза. Механизм возникновения этой, а также первой группы неоднородностей связан с относительными вертикальными перемещениями блоков земной коры, а первой группы также и стремлением удовлетворить законам геоизостазии [199]. В поверхностном проявлении они имеют определенные отличия. В частности, первая группа неоднородностей обычно характеризуется средними значениями избыточной плотности порядка $0,1 \text{ г}/\text{см}^3$, а вторая — $0,01 \text{ г}/\text{см}^3$. Примером первой группы неоднородностей может служить Голованевский блок второго порядка (см. рис. 36), а примером второй — блоки, изображенные на рис. 37, а. С рассмотренных выше позиций становятся ясными причины «выпадения» двух блоков (VI и VII) из общей линейной закономерности (см. рис. 37, б). Они представляют собой относительно опущенные блоки фундамента, заполненные породами коростенского комплекса. Другими словами, основные части аномалий в пределах этих блоков обусловлены не породами коростенского комплекса, а вертикальными плотностными границами, возникшими в процессе опускания этих блоков. Заметим

попутно, что отсутствие корреляции между плотностью пород фундамента в определенных блоках и значениями гравитационных аномалий над ними, подобное приведенному на рис. 37, б, позволяет выявлять наличие второго этажа в кристаллическом фундаменте.

Возникновение неоднородностей в земной коре и, особенно, в мантии представляет собой одну из существенных проблем геотектоники. Приведенное выше рассуждение об этой проблеме свидетельствует о том, что одним из механизмов возникновения неоднородностей в земной коре является относительное вертикальное перемещение ее блоков. Более того, вполне вероятно, что этот механизм возникновения крупных неоднородностей имеет место и в мантии, во всяком случае в верхней.

Справедливость этого утверждения вытекает из следующих соображений. Глубинные неоднородности достаточно четко отражаются в поле гравитационного потенциала (на картах высот геоида). Особенностью многих крупных аномалий являются достаточно прямолинейные, а в некоторых случаях и взаимноортогональные их границы (см. рис. 3), что свидетельствует о разломно-блоковом характере их источников. Если принять градиент нарастания плотности в верхней мантии $1 \cdot 10^{-3}$ г/см³ на 1 км, а величину смещения блоков верхней мантии $\Delta H = 10$ км, то фиксируемые на карте колебания высот геоида можно объяснить только при условии, что разломы нарушают всю верхнюю мантию.

Строгая линейность, четкие изломы и взаимная ортогональность изолиний высот геоида (см. рис. 3) свидетельствуют о том, что создающие их неоднородности начинаются вблизи поверхности Земли. Вместе с тем, как отмечал еще М. Ботт [19], аномалии геоида заметно не связаны с поверхностными структурами, даже с такими, как материки и океаны. Это можно объяснить только одним. Аномалии геоида отражают, в основном, не современный структурный план верхних оболочек Земли, а совокупное влияние более древних их структурных планов.

Горизонтальная расслоенность. Проблема горизонтальной раслоенности земной коры и верхней мантии по сейсмическим данным достаточно подробно рассматривалась в п. 3.2. Возможности использования гравитационного метода для решения этой проблемы по сравнению с сейсмическими более ограничены. Тем не менее, для создания плотностных моделей земной коры и верхней мантии необходимы сведения о наличии в них субгоризонтальных границ и контрасте плотности на них.

Отсутствие прямых методов определения плотности глубинных частей земной коры приводит к тому, что практически единственным источником сведений об их плотности являются сейсмические данные. При этом, как уже указывалось, для определения значений плотности и, в частности, контраста плотности на границах слоев, исследователи вынуждены пользоваться априорно принятыми горизонтально-слоистыми моделями. Следовательно, результаты определений оказываются настолько близкими к действительным, насколько принимаемая модель адекватна реально изучаемой среде.

Исходя из этого, в плотностной модели так же, как и в сейсмогеологической, наиболее уверенными можно считать две субгоризонтальные границы: поверхность кристаллического фундамента K_0 и подошву земной коры M . Остановимся на них несколько подробнее. О геологической природе K_0 исследователи имеют достаточно четкие представления. Данные о средних значениях плотности пород кристаллического фундамента в районе щитов приведены выше. Для создания плотностной модели важное значение имеет контраст плотности на границе фундамента с перекрывающим его осадочным чехлом $\Delta\sigma_0$. В общем случае значение $\Delta\sigma_0$ является функцией литологического состава пород чехла и его мощности (глубины залегания фундамента). При этом основным фактором, определяющим величину $\Delta\sigma_0$, является глубина залегания фундамента. Это обусловлено тем, что вертикальный градиент нарастания плотности пород в осадочном чехле в интервале 0—5 км примерно на порядок выше, чем в фундаменте. Плотность пород чехла вблизи дневной поверхности обычно характеризуется значениями $(2 \pm 0,2)$ г/см³. Контраст плотности на границе фундамент — чехол изменяется от значений порядка $(0,7 \pm 0,2)$ г/см³ при малых глубинах залегания фундамента (≤ 1 км) практически до нуля на глубинах, превышающих 6—7 км. Более конкретные данные можно получить при наличии глубоких скважин, достигающих фундамента.

При формировании плотностной модели по комплексу сейсмических и гравитационных данных, учитывая градиент нарастания плотности с глубиной, величину контраста плотности на границе кора — мантия ($\Delta\sigma_M$), следует выбирать не превышающей $0,2$ г/см³.

Проблема наличия скачков плотности на границах K_1 и K_2 в настоящее время не достаточно ясна. На границе K_1 вероятнее всего меняется не величина плотности, а только градиент ее изменения. На границе K_2 , по-видимому, возможны как те, так и

другие изменения. Однако этот вопрос надо решать в каждом конкретном случае путем тщательного анализа сейсмогеологического разреза.

3.5. Магнитная модель земной коры и верхней мантии

Под *магнитной моделью* земной коры и верхней мантии будем понимать совокупность поверхностей, ограничивающих области с определенными магнитными характеристиками, аппроксимирующих земную кору и верхнюю мантию, и соответствующих магнитному полю на поверхности Земли. Основными характеристиками магнитной модели являются: магнитные аномалии на поверхности Земли и природа их источников; магнитный разрез земной коры и верхней мантии; горизонтальная расслоенность верхней оболочки Земли и возможная ее природа.

Прежде чем рассматривать основные характеристики модели земной коры и верхней мантии, отметим две важные особенности магнитного поля по сравнению с другими полями.

1. Основным источником магнитных аномалий на поверхности Земли являются породы, содержащие ферромагнитные минералы (магнетит, титано-магнетит, пирротин и др.). Магнитные свойства ферромагнетиков зависят от температуры. В частности, с повышением температуры магнитная восприимчивость ферромагнетиков увеличивается до определенных пределов. После достижения этих пределов (так называемой температуры Кюри t_K) магнитная восприимчивость резко падает и ферромагнетик становится парамагнетиком. Максимальное значение t_K магнетитов 575°C . Следовательно, намагниченность горных пород, изменение которой можно зафиксировать в магнитных аномалиях, будет иметь место в верхней оболочке Земли от ее поверхности до глубин, где температура не превышает 575°C . Этот слой обычно называют магнитоактивным. Ниже этих глубин возможны источники магнитных аномалий иной природы.

2. Вклад верхних частей источников аномалий по сравнению с глубинными их частями в магнитные аномалии (Z , ΔT) по сравнению с гравитационными значительно выше. Поэтому в магнитном поле (особенно в локальных аномалиях) наиболее четко проявляется дифференциация магнитных свойств пород самой верхней части изучаемого разреза.

Магнитные аномалии и возможные их источники. В п. 2.4 магнитное поле Земли условно представлено в виде

$$T = T_0 + T_M + T_a + T_e + \delta T.$$

Рассмотрим его подробнее. Начнем с величины $T_a = T_{\text{пер}} + T_{\text{лок}}$, представляющей собой совокупность региональных $T_{\text{пер}}$ и локальных $T_{\text{лок}}$ аномалий. Деление T_a на региональную и локальную компоненты вызвано потребностями практики. В частности, имеется в виду, что региональная компонента обусловлена эффективной намагниченностью пород крупной геологической структуры (блока земной коры, массива магматических или метаморфических пород и т.д.), а локальные – отдельными элементами этих структур, сложенными породами с намагниченностью, отличающейся от намагниченности вмещающих их пород. Для решения геологических задач было бы желательно разделить оба названные выше влияния. К сожалению, практически это невозможно.

Предпринимаемые попытки получить региональные аномалии путем осреднения наблюдаемых значений поля или расчета их на определенную высоту порядка 10, 20 и более километров не выдерживают элементарной критики. Аномальные значения осредненного поля соответствуют новому распределению магнитных источников со значением интенсивности намагниченности I^*

$$I^* = \frac{1}{S} \iint_{(S)} I(\xi, \eta, \zeta) F(x, y) dS, \quad (17)$$

где $I(\xi, \eta, \zeta)$ – интенсивность намагниченности любых источников магнитного поля в изучаемом пространстве; $F(x, y)$ – взаимоизменяющая функция осреднения; S – область осреднения.

В частном случае простого осреднения поля новое значение интенсивности намагниченности изучаемого объекта будет соответствовать средневзвешенному значению намагниченности реальных (локальных и вмещающих их) источников поля

$$I^* = \frac{1}{S} \iint_{(S)} I(\xi, \eta, \zeta) dS. \quad (18)$$

В случае расчета наблюдаемых значений поля на высоту h^* и принятия результатов расчета в качестве региональных аномалий, они будут соответствовать влиянию нового распределения намагниченности реальных источников I^* , определяемого соотношением

$$I^* = \frac{1}{2\pi} \iint_{(S)} I(\xi, \eta, \zeta) \frac{h^*}{(x^2 + y^2 + h^{*2})^{3/2}} dS, \quad (19)$$

т.е. расчет поля на высоту h^* соответствует его взвешенному осреднению, при котором взвешивающим коэффициентом является ядро подынтегральной функции (19).

Таким образом, формальное разделение влияния намагниченности локальных поверхностных источников и вмещающих пород, а тем более глубинных источников практически не реально. Возможен только путь детального геологического изучения намагниченности верхней части разреза по данным бурения с последующим вычислением поля от него, но одинаково для разделения аномалий остается неизвестным соотношение этих источников на глубине. Поэтому в дальнейшем мы вынуждены рассматривать аномалии T_a как совокупность $T_{\text{лок}}$ и $T_{\text{пер}}$, в лучшем случае различая их по частотному спектру.

Для объяснения магнитных аномалий необходимы данные о магнитных свойствах пород верхних оболочек Земли, в частности, магнитоактивного слоя. Основным источником сведений о магнитных свойствах пород является изучение их на образцах, отобранных из скважин и обнажений. Изучение ведется при Pt -параметрах, соответствующих поверхностным и глубинным условиям.

Магнитные свойства пород характеризуются суммарным вектором намагниченности

$$\vec{I} = \vec{I}_i + \vec{I}_r, \quad (20)$$

где \vec{I}_i и \vec{I}_r — компоненты соответственно индукционной и остаточной намагниченности.

К сожалению, основное количество определений относится к значениям \vec{I}_i . Неполнота экспериментальных данных о величине и направлении остаточной намагниченности пород \vec{I}_r , вынуждает исследователей проводить оценку суммарной намагниченности пород \vec{I} главным образом по магнитной восприимчивости пород. Возможность такой оценки намагниченности \vec{I} основана на анализе соотношений остаточной и индуктивной компонент намагниченности (фактор $Q = I_r/I_i$). И хотя фактор Q меняется в значительных пределах (от долей единицы до нескольких сотен), для определенных групп пород он более или менее устойчив. В качестве примера можно привести данные по Украинскому щиту

[96]. Рассматривая I , с позиций ее вклада в суммарную намагниченность пород, авторы выделяют три группы пород кристаллического фундамента.

1. $Q \approx 1$. Породы с такими значениями Q преимущественно намагничены по направлению современного магнитного поля. Они представлены наиболее распространенными разновидностями (гранитами, мигматитами, гнейсами, сланцами, железистыми кварцитами, амфиболитами, габброидами) и имеют максимальное распространение по площади.

2. $Q \ll 1$. Породы представлены главным образом слабомагнитными гранитоидами. Как правило, направления векторов \vec{I} , и \vec{I}_i близки.

3. $Q \gg 1$. Породы представлены пироксеносодержащими гнейсами, габброидами и некоторыми другими, имеют ограниченное распространение по площади. Часто направление намагниченности близко к горизонтальному.

Из анализа результатов изучения магнитных свойств пород известны случаи их намагниченности в направлении, противоположном направлению современного магнитного поля (например, Ангаро-Илимские железорудные месторождения).

Принимая в качестве основы индукционную намагниченность горных пород, их можно условно разделить на три группы: 1) сильномагнитные ($\alpha = 1,0 \dots 0,1$); 2) среднемагнитные ($\alpha = 0,1 \dots 0,001$); 3) слабомагнитные ($\alpha < 0,001$).

К первой группе относятся железистые кварциты, амфиболмагнетитовые сланцы и др., ко второй в основном интрузивные породы и некоторые метаморфические образования, к третьей — осадочные породы, большинство гранитоидов, а также некоторые ультраметаморфические породы.

Касаясь закономерностей намагниченности пород, отметим следующее.

1. Как уже указывалось, интенсивность намагниченности горных пород в значительной мере определяется содержанием в них ферромагнитных минералов, хотя прямой пропорциональности и нет. В этой связи для магматических пород должно наблюдаться увеличение намагниченности от кислых к ультраосновным. Основными ферромагнетиками, которые в составе горных пород обусловливают их магнитные свойства, являются: магнетит и серия твердых растворов магнетит-ульвошпинель (титаномагнетиты); их окисленная модификация (маггемиты и титано-

маггемиты); гематит и серия твердых растворов гематит-ильменит; пирротин и его некоторые производные; гидроксиды железа [211].

2. Наблюдается возрастание намагниченности в связи с увеличением степени метаморфизма пород. Такие данные известны для многих регионов [96]. По Канадскому щиту и Северо-Американской платформе в целом отмечается высокая намагниченность пород гранулитовой фации метаморфизма, создающих характерные аномалии на аэромагнитных картах. Все образцы гранулитов содержат от 1 до 4 % магнетита, что позволяет оценить их намагниченность от 1 до 4,5 А/м. На Алданском и Анабарском щитах выяснилась четкая приуроченность площадей с высокой намагниченностью (1–2 А/м) к архейским структурным зонам, где широко развиты метаморфические комплексы пород гранулитовой фации метаморфизма.

Более низкой намагниченностью обладают породы, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях. Например, для одного из наиболее крупных блоков Украинского щита — Приднепровского, сложенного преимущественно пластиогранитами и породами конкско-верховцевской серии, характерны зеленосланцевая и отчасти эпидот-амфиболитовая фации метаморфизма. Средняя намагниченность этого блока составляет всего 0,2 А/м.

Считают, что в основе этой зависимости лежит увеличение содержания ферромагнитных минералов в горных породах в процессе метаморфизма. Л.Е.Шолпо [237] указывает на возможные фазовые превращения железистых минералов, приводящих при определенных температурных режимах к резкому изменению их магнитных свойств. На глубинах с температурами 100–200 °С гидроксиды железа переходят из коллоидного (немагнитного) состояния в кристаллическое (магнитное). При 200–400 °С парамагнитный гетит превращается в маггемит, а при более высокой температуре (300–500 °С) ферромагнитный маггемит переходит в менее магнитный (антиферромагнетик) α -гематит. Кроме того, в процессе метаморфизма часть магнетита может образоваться за счет преобразования темноцветных минералов [65].

3. В процессе гранитизации наблюдается обратное явление — уменьшение намагниченности горных пород. Хотя на промежуточных этапах этого процесса предполагается возрастание магнитной восприимчивости за счет выделения магнетита из кристаллической решетки железистых минералов [65].

При расшифровке природы магнитных аномалий, фиксируемых на поверхности Земли, необходимо исходить из известных данных о распределении источников этих аномалий в верхних оболочках Земли. Достоверными сведениями мы располагаем только в пределах осадочного слоя и верхней части кристаллического фундамента. Источниками магнитных аномалий в осадочном слое являются трапы или межпластовые магматические породы, образующие осадочно-магматические толщи.

Самые лучшие представления о распределении источников магнитных аномалий в фундаменте материков могут дать результаты изучения щитов. Щиты слагаются в основном слабомагнитными комплексами пород, преимущественно гранитоидами, в пределах которых располагаются меньшие по площади средне- и сильномагнитные интрузивные и метаморфические образования. В большинстве случаев верхние кромки последних совпадают с поверхностью фундамента. К сожалению, законы их распределения на глубину, как правило, неизвестны.

Структура магнитного поля в пределах платформ и щитов достаточно тесно связана с тектонической структурой верхних частей фундамента. Ниже приведены примеры такой взаимосвязи.

1. В 1937 г. академик А.Д. Архангельский с группой исследователей-геофизиков [190] пришел к выводу, что в пределах Восточно-Европейской платформы простижение осей линейных магнитных аномалий соответствует господствующим направлениям простириания метаморфических толщ на уровне докембрийского эрозионного среза. Нами этот вывод проверен на территории Украинского щита. Результаты проверки сводятся к следующему.

На рис. 41, *a* приведены результаты статистического анализа распределения по направлениям осей линейных магнитных аномалий и данных замеров простириания пород в обнажениях на Украинском щите. При этом использовано 7704 оси магнитных аномалий и 3437 замеров простирианий пород в обнажениях. Из рис. 41, *a* видно, что вывод, сделанный А.Д. Архангельским и др., вполне подтверждается. Господствующие направления простирианий на диаграмме оказались объединенными в две группы: одна из них представлена четкими широтными и меридиональными направлениями, а другая, по-видимому, отображает совокупность нескольких диагональных (северо-западных и северо-восточных) направлений.

На рис. 41, *б—ж* приведены конкретные примеры замеров простирианий пород в обнажениях на разных участках Украинского щита и оси линейных магнитных аномалий, наблюдающих-

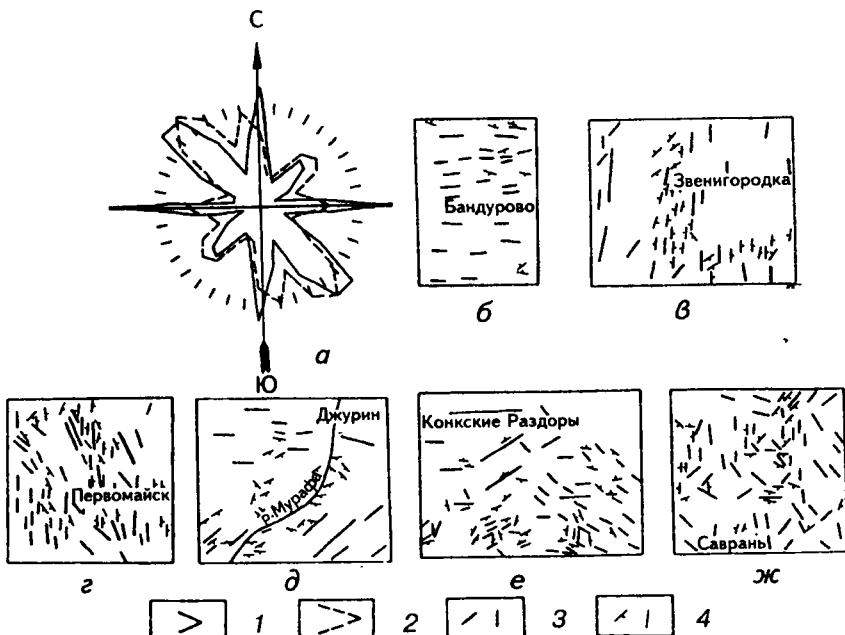


Рис. 41. Розы-диаграммы распределения по направлениям осей линейных магнитных аномалий и элементов залегания пород в обнажениях (а) и сопоставление этих направлений на конкретных участках Украинского щита (б-ж):
1 — распределение осей линейных магнитных аномалий; 2 — распределение направлений про-стириания пород в обнажениях; 3 — оси линейных магнитных аномалий; 4 — элементы залега-ния пород в обнажениях

ся в пределах указанных участков [75]. Анализ этих и подобных им примеров свидетельствует о том, что вывод А.Д. Архангельского и др. оправдывается не только статистически, но и в пределах каждого конкретного участка. Из рис. 41 следует, что на участках наблюдается не одно направление простириания пород в обнажениях, а минимум два и более. Им соответствуют подобные простириания осей линейных магнитных аномалий. Более обстоятельное изучение этого вопроса привело нас к выводу о том, что разные направления простирианий являются индикаторами различных тектонических активизаций Земли.

2. Земная кора в пределах платформ имеет блоковое строение. Средняя намагниченность верхних частей блоков, как правило, различна. Это различие обусловлено, в основном, разной насыщенностью блоков средне- и сильномагнитными образова-

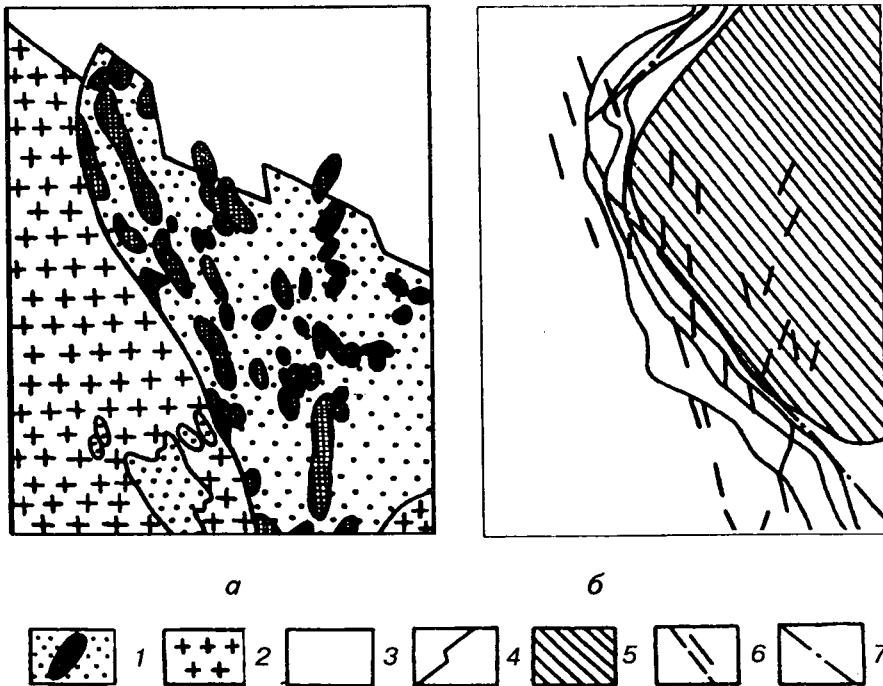


Рис. 42. Пример определения двухэтажного геологического строения фундамента северного участка Орехово-Павлоградской структурно-фациальной зоны Украинского щита (а) и схема гравитационного поля и оси линейных магнитных аномалий (б):

1 — гнейсы с прослойками железистых кварцитов (РК); 2 — комплекс архейских пород, представленных диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами; 3 — палеозойские образования; 4 — изоаномалии силы тяжести; 5 — область высоких значений силы тяжести; 6 — оси линейных магнитных аномалий; 7 — граница архейских блоков

ниями. Вместе с тем, не исключается и различие в намагниченности вмещающих пород за счет различных уровней их эрозионных срезов и, соответственно, разных степеней метаморфизма.

3. В магнитном поле наиболее ярко проявляется структурный план самой верхней части докембрийского фундамента. Поэтому комплексное использование магнитного и гравитационного полей позволяет решать проблему «этажности» докембрийского основания. Практически выявление верхнего этажа в фундаменте устанавливается либо по несовпадению контуров пород по данным магнитного и гравитационного полей, либо по несовпадению структурных планов, фиксируемых по этим полям (рис. 42) [75]. Обращает на себя внимание не только несовпадение границы

распространения пород орехово-павлоградской серии с границей блока плотных пород, но и различие в ориентировках господствующего направления складчатости и границы этого блока. Совокупность приведенных фактов и известных геологических данных не оставляет сомнения в том, что протерозойские породы Орехово-Павлоградской структурно-фациальной зоны образуют наложенную структуру (верхний этаж) в архейском фундаменте. Подобный пример описан Л. Корником и А. Маклареном для условий одной из провинций Канадского щита.

Таким образом, можно констатировать, что тесная взаимосвязь структуры магнитного поля с тектонической структурой верхней части кристаллического фундамента платформ позволяет решать, по крайней мере, следующие геологические задачи: изучать складчатость; определять границы блоков земной коры (разломы); выявлять и изучать этажность докембрийских образований.

Рассмотрим магнитные поля и их источники в пределах океанов. Источники магнитных аномалий в земной коре океанов могут быть связаны с описанными выше слоями 2 и 3. К сожалению, конкретные данные получены только при изучении слоя 2. Слой 2 образован преимущественно базальтовыми лавами. Магнитные аномалии, измеренные в океанах, определено указывают на то, что существенную часть слоя 2 составляют породы средней намагниченности (порядка 10–20 А/м).

Первая же детальная карта магнитных аномалий района, расположенного к западу от побережья Северной Америки, зафиксировала особенности этих аномалий в районах подводных хребтов [269]. Положительные и отрицательные магнитные аномалии образуют чередующиеся по знаку полосы, вытянутые с севера на юг (рис. 43, а). Полосы имеют ширину порядка 10–20 км, а амплитуда аномалий от пика к пику достигает 1000 нТл. Последующие работы показали, что полосчатость магнитных аномалий типична для океанических регионов, хотя они не везде имеют столь правильный характер, как это показано на рис. 43, а. Приведенные на этом рисунке особенности магнитного поля океанического дна и, в частности, подводных хребтов, послужили основанием к заключению о «спрединге» океанического дна, а значительные боковые смещения аномалий привели к понятию «трансформных» разломов.

Возможны, по крайней мере, две интерпретации приведенных на рис. 43, а полосчатых магнитных аномалий «зебрового» типа. Согласно одной из них, это результат последовательной намагни-

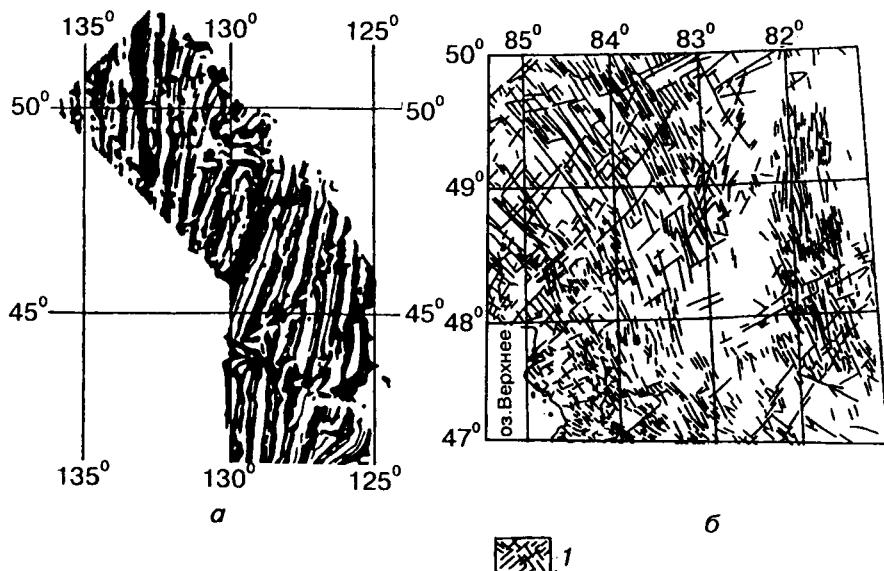


Рис. 43. Схема аномального магнитного поля северо-восточной части Тихого океана (а) и план расположения даек диабазов 1 на одном из участков Канадского щита, заимствованный из геологической карты провинции Онтарио, 1971 г. (б) (темные полосы соответствуют положительным магнитным аномалиям, светлые — отрицательным)

ченности вновь образующейся океанической коры инверсионным магнитным полем Земли прямого и обратного направления. Такого мнения придерживаются многие западные исследователи [19] и, в частности, Ф. Вайн и Д. Метьюз [287].

Автор отдает предпочтение второй интерпретации, согласно которой «зебровое» поле является результатом проявления дайкоподобных тел базальтового состава, возникавших преимущественно в единые геологические эпохи. Следовательно, они должны быть намагниченены преимущественно в одном направлении с интенсивностью намагниченности порядка 20 А/м. На рис. 43, б схематически изображено поле даек на одном из участков Канадского щита. Если этим дайкам придать намагниченность порядка 20 А/м, то на некоторой высоте, равной глубине океанического дна, будут иметь место аномалии, подобные изображенным на рис. 43, а. Знак аномалий при этом регулируется соответствующим выбором уровня нормального поля.

Вертикальный магнитный разрез. Основываясь на известной зависимости намагниченности горных пород от содержания в них

ферромагнитных минералов и связи магнитной восприимчивости этих минералов с температурой, А.С. Семенов [174] ввел понятие о «магнитной оболочке Земли». Сущность ее заключается в следующем. Характер зависимости магнитной восприимчивости α пород от температуры в пределах первых сотен градусов представляется известной кривой Кюри. Как уже указывалось, согласно этой кривой величина α с повышением температуры возрастает, а при достижении некоторой критической точки (точки Кюри) резко падает практически до нуля (до значений α , обусловленных парамагнитными свойствами). Для наиболее распространенного ферромагнитного минерала — магнетита — область существования повышенной магнитной восприимчивости находится в пределах 300—575 °C.

Известно, что в пределах всей планеты температура ниже слоя ее сезонных изменений растет. Вследствие этого должна возрастать и магнитная восприимчивость пород. Чтобы оценить область глубин, в пределах которых находится слой повышенной магнитной восприимчивости, надо температурную кривую Кюри перевести в шкалу глубин. Для этого необходимо оценить геотермический градиент, зависящий от теплопроводности пород и распределения источников тепловой энергии. В настоящее время это можно сделать сугубо приближенно на основании лишь косвенных данных и более или менее обоснованных предположений. Разные исследователи геотермический градиент оценивают далеко не одинаково. При этом крайние значения разнятся между собой примерно на порядок. Приведем, например, соображения А.С. Семенова [174]. Для однородного теплового потока температурный градиент обратно пропорциональный коэффициенту теплопроводности. Коэффициент теплопроводности кристаллических пород в 3—5 раз больше, чем рыхлых осадочных отложений. Приняв температурный градиент для рыхлых осадочных толщ 33 °C/км, получим температурный градиент для разрезов кристаллических пород 10—7 °C/км. Такие значения температурного градиента получены в результате непосредственных измерений на Кольском полуострове. В разрезах, состоящих в основном из пород кислого и среднего состава, средние значения градиента оказались близкими к 10 °C/км, а для ультраосновных пород — к 7 °C/км. Учитывая повышение основности пород с глубиной и связанные с этим увеличение коэффициента их теплопроводности и уменьшение радиоактивности, являющейся одним из источников тепловой энергии, можно ожидать, что на больших глубинах

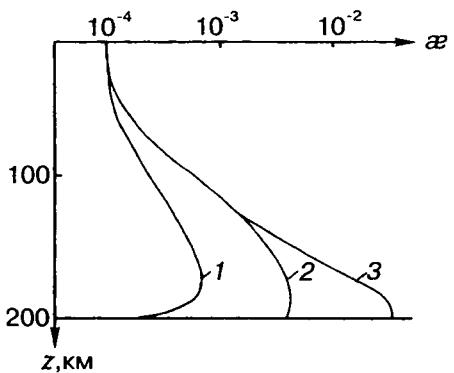


Рис. 44. Изменение магнитной восприимчивости пород α с глубиной (по А.С. Семенову):

1 — изменение значений α при сохранении состава пород; 2 — то же, с учетом повышения основности пород с глубиной; 3 — то же, с учетом перехода немагнитных разновидностей железосодержащих пород в магнитные

глубин основность пород, а, следовательно, и содержание ферромагнитных минералов повышается, будет увеличиваться и магнитная восприимчивость пород. Из-за повышения основности пород с глубиной кривая Кюри соответственно сместится вправо (см. рис. 44, кривая 2). И, наконец, как уже упоминалось и показано Ф.С. Файнбергом и А.С. Семеновым [211], немагнитные железосодержащие минералы при температурах 500—800 °С и отсутствии свободного доступа кислорода могут переходить в магнитные разновидности оксидов железа и, в частности, в магнетит. Вследствие такого превращения минералов при температурах, близких к точке Кюри, магнитная восприимчивость пород может еще более увеличиться (см. рис. 44, кривая 3).

Касаясь оценки предложения А.С. Семенова [174], отметим следующее. В настоящее время мы не располагаем достаточно достоверными данными для определения параметров магнитной оболочки Земли, но в ее существовании вряд ли можно сомневаться. Признание магнитной оболочки Земли открывает ряд новых возможностей. В частности, речь идет о проблемах природы мировых магнитных аномалий T_m и вековых вариациях магнитного поля δT , на которые указывал еще А.С. Семенов [174]. Кроме того, появляется возможность объ-

бинах температурный градиент будет существенно меньше приведенных выше значений. А.С. Семенов считает, что близкой к оптимальной оценке глубины соответствующей точки Кюри магнетита будет глубина порядка 200 км. В этом случае мощность слоя с повышенной магнитной восприимчивостью можно принять примерно равной 100 км.

В переводе температурной шкалы на шкалу глубин кривая Кюри для пород определенного состава будет иметь вид кривой 1, приведенной на рис. 44. Поскольку с увеличением

яснения природы региональных магнитных аномалий на границах блоков. Начнем с объяснения природы последних. Если принять возрастание намагниченности с глубиной в первом приближении линейным (хотя бы в пределах магнитоактивного слоя), то при относительном вертикальном перемещении блоков фундамента (с последующей их денудацией) возникает ситуация, во многом аналогичная ранее описанной для гравитационного поля [280]. Образуется вертикальная граница с контрастом намагниченности и соответствующая ей аномалия Z (рис. 45, *a*). Величина этой аномалии определяется глубиной погружения магнитного слоя и интенсивностью его намагниченности, которая тоже является функцией глубины. Совокупности этих аномалий с локальными аномалиями, обусловленными включениями магнитных пород, и определяют значения T_a на поверхности Земли.

Рассмотрим теперь природу вековых вариаций магнитного поля δT , карта изопор которых приведена на рис. 22, *б*. Обычно природу вековых вариаций магнитного поля Земли связывают с особенностями ее ядра [152]. На рис. 22, *б* видно три пары сопряженных аномалий изопор Z -компоненты. Наиболее ярко выражены две из них в интервале долгот от -90 до $+120^\circ$. Эти аномалии можно четко разделить между собой двумя прямыми, взаимно ортогональными линиями. На рис. 45, *б* приведен график годичного изменения Z -компоненты вдоль одной из линий, параллельной линии, разделяющей сопряженные аномалии. Наша интерпретация этого графика показана на том же рисунке, т.е. изменение поля Z -компоненты объясняется вертикальным смещением двух крупных блоков магнитоактивного слоя вдоль крупного разлома. В защиту такой интерпретации можно привести следующие факторы:

- 1) прямолинейные и даже прямоугольные участки изолиний на карте изопор свидетельствуют о том, что источники аномалий находятся не в районе ядра, а вблизи поверхности Земли;
- 2) об этом же свидетельствует достаточно четкая корреляция карты изопор Z -компоненты магнитного поля и карты высот геоида, но поскольку аномалии высот геоида явно обусловлены приповерхностными неоднородностями, то этот вывод можно отнести и к вековым вариациям магнитного поля [280];
- 3) признание двух первых выводов практически не оставляет возможности выбора источников вариаций магнитного поля кроме относительного перемещения блоков магнитоактивного слоя вдоль разломов.

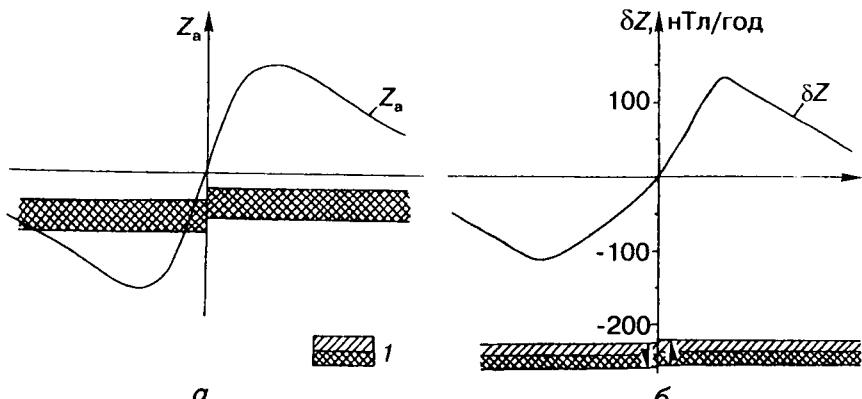


Рис. 45. Графики изменения Z -компоненты магнитного поля в районе границы двух блоков магнитоактивного слоя 1 (а) и векового хода вариации δZ вдоль линии I—I (см. рис. 22, б) на карте изопор Z -компоненты (б)

Заметим попутно, что с рассматриваемых позиций пространственное положение и интенсивность так называемых магнитных центров определяются параметрами магнитоактивного слоя на границе соприкасающихся блоков, а магнитные особенности земной коры в районах этих центров только частично деформируют изопоры.

В свете изложенного выше представляется, что материковые аномалии T_m обусловлены крупными блоками верхних оболочек Земли, начинающихся от ее поверхности и достигающих подошвы магнитоактивного слоя, за счет разных параметров этих блоков.

Горизонтальная расслоенность. Проблема горизонтальной магнитной расслоенности верхних оболочек Земли связана, в первую очередь, с оценкой возможностей использования магнитного поля для изучения строения земной коры и верхней мантии. В этой связи возникает ряд конкретных вопросов, например: имеет ли место расслоенность в земной коре; какие из горизонтальных границ можно определить по магнитному полю; какова возможная связь магнитных границ с сейсмическими? Рассмотрим некоторые из них.

Наиболее ясна физическая природа двух границ: поверхности кристаллического фундамента и подошвы магнитоактивного слоя. Как уже указывалось, поверхность кристаллического фундамента характеризуется массовым совпадением с ней верхних кромок

локальных магнитоактивных тел. Отсюда следует принцип ее изучения — путем определения глубин до верхних кромок этих тел в результате интерпретации магнитных аномалий. Поскольку погрешность определения вертикальных координат верхних границ вытянутых на глубину намагниченных объектов мало зависит от выбора способа интерпретации, то практически можно использовать любые из них, включая наипростейшие. Тем не менее, в ответственных случаях следует отдавать предпочтение наиболее точным приемам вычисления глубины до верхних кромок h_i , вытянутых на глубину объектов типа

$$h_i = \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} \left[xH_0 + \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} Z_0 dx \right] dx}{\int_{-\infty}^{+\infty} Z_0 dx}, \quad (21)$$

где H_0 и Z_0 — соответственно горизонтальная и вертикальная компоненты магнитных аномалий, обусловленных вертикально намагниченными локальными объектами.

Массовость определений h_i с последующей их статистической обработкой позволяет исключить влияние единичных объектов, не выходящих на поверхность фундамента.

Таким образом, представляется возможность изучения рельефа поверхности кристаллического основания платформ по результатам интерпретации магнитных аномалий. Опыт решения такого рода задач свидетельствует о достаточной эффективности магниторазведки [34 и др.]. Основным мешающим фактором является наличие магматических пород типа траппов, платобазальтов и других магнитных образований. Из-за их экранирующего действия практически невозможно определить h_i .

Введение понятия магнитоактивного слоя Земли выдвигает ряд задач, в частности, определение верхней и нижней границ этого слоя и их взаимоотношение с сейсмическими границами в верхней оболочке Земли. Достаточно широкое распространение получили попытки решения задачи о магнитной расслоенности верхней оболочки Земли путем определения положения нижних кромок намагниченных тел интерпретацией компоненты магнитного поля T_a [18, 26, 34, 42, 118, 176, 186, 234, 237, 262 и др.]. Получены весьма противоречивые результаты.

Так, В.Н. Шимараев и В.Э. Волк [234], исследовав участок Курило-Камчатской островной дуги, сделали вывод, что распре-

деление нижних кромок магнитных тел на больших глубинах определяется не геотермическим режимом земной коры, а рельефом поверхностей Конрада K и Мохоровичича M . Л.В. Булина и др. [186] подчеркивают, что преобладающее количество намагниченных тел располагается внутри гранитного слоя, а их нижние кромки концентрируются преимущественно вблизи поверхности K . З.А. Крутиховская и др. [96] установили связь между интенсивностью региональной компоненты T_a и мощностью земной коры. Т.Н. Симоненко [176], А.А. Борисов [18], Б.А. Матушкин [118] и др. пришли к выводу, что рельеф границ K и M не сказывается на магнитном поле. Такое резкое отличие в мнениях, с нашей точки зрения, не случайно. Его можно объяснить следующими причинами. Во-первых, нет бесспорных физических предпосылок взаимосвязи границ упругих свойств с границами намагниченности пород. Возможно, магнитные свойства и изменяются на каких-либо субгоризонтальных границах типа фронтов метаморфизма или гранитизации, являющихся функциями тепловых потоков. Однако никаких конкретных данных об этих границах пока нет. Во-вторых, и это, пожалуй, главное, положение нижних границ крутопадающих магнитных тел, определенное названными выше приемами, не может обеспечить точности, необходимой для решения поставленной задачи. Надеяться на определение положения нижней границы достаточно вытянутых в вертикальном направлении тел путем интерпретации магнитных аномалий можно только, если эти аномалии изолированы и использованы специальные способы интерпретации [15]. Применение упрощенных способов интерпретации изолированных аномалий приводит к непредсказуемым ошибкам и поэтому результаты интерпретации в принципе не могут быть использованы для решения обсуждаемых задач. Таким образом, анализ современного состояния проблемы изучения взаимосвязи магнитных границ с сейсмическими приводит нас к выводу, что пока ее нельзя считать решенной даже в упрощенной постановке: существует эта связь или нет. Остается рассмотреть взаимосвязь между границей M и подошвой магнитной оболочки Земли, определяемой изотермой, соответствующей точке Кюри.

Судя по кривой 3 рис. 44, подошва магнитоактивного слоя должна иметь четкий контраст намагниченности с нижележащей толщой. Следовательно, можно было бы ставить вопрос об определении положения подошвы магнитоактивного слоя путем интерпретации магнитных аномалий. Более того, если бы такую возможность удалось реализовать, можно было бы предложить

новое понятие земной коры как верхней магнитной оболочки Земли. К сожалению, в настоящее время мы не располагаем реальными способами определения положения подошвы магнитной оболочки.

Положение изотермы, соответствующей точке Кюри, обычно определяют по данным теплового потока, измеряемого на поверхности земли или дна океана, с учетом влияния слагающих изучаемый участок пород, наличия радиогенных источников теплоты, давления. Однако, как уже указывалось, получены весьма разноречивые результаты. Так, исследования изотермического режима Земли В.А. Магницким [109], Е.А. Любимовой [106], Р.И. Кутасом [99] и др. показали, что в геологически различных областях изотермическая поверхность Кюри может проходить как выше, так и ниже подошвы земной коры. При этом глубина ее залегания по данным разных исследователей отличается примерно на порядок.

ПРЕДПОСЫЛКИ ДЛЯ СОЗДАНИЯ НОВОЙ РОТАЦИОННОЙ ГИПОТЕЗЫ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В ТЕКТОНОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

4.1. Системное расположение разломных структур в тектоносфере Земли

Непосредственной причиной возникновения Новой ротационной гипотезы структурообразования явилось стремление объяснить закономерности пространственного расположения структур в пределах Украинского щита, установленные в процессе его изучения геолого-геофизическими методами [75]. Эти закономерности кратко сводятся к следующему.

1. Региональные разломы на щите располагаются не произвольно, а укладываются в определенные системы (рис. 46).

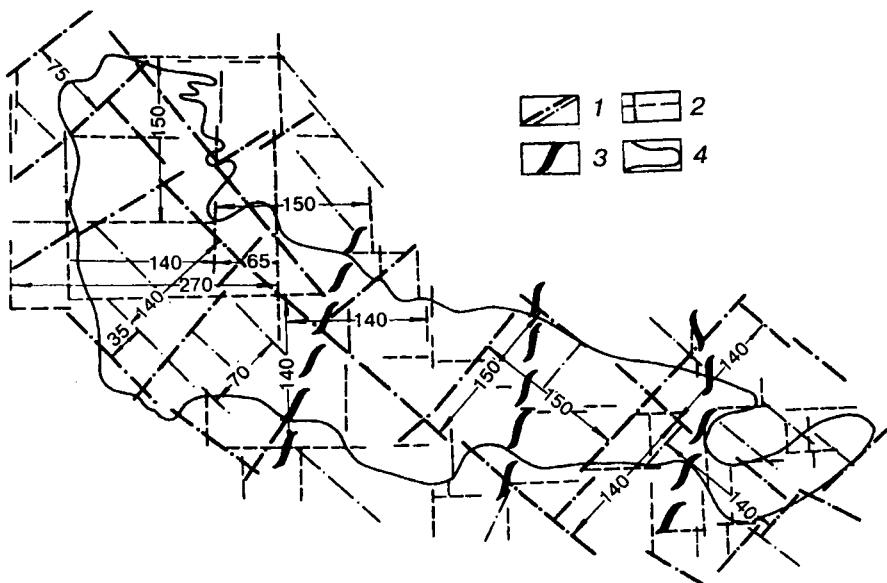


Рис. 46. Схема расположения глубинных разломов Украинского щита:
 1—3 — глубинные разломы (1 — диагональной системы, 2 — ортогональной системы, 3 — субмеридионального направления); 4 — условный контур Украинского щита (цифрами обозначены расстояния между разломами в километрах)

2. Каждая система характеризуется выдержанностью азимутов простирания разломов, их взаимной ортогональностью, выдержанностью интервалов между разломами одного порядка.

3. Разломы разных систем, как правило, отличаются друг от друга геологическими особенностями и временем заложения, но образуют подобные между собой сетки, развернутые одна по отношению к другой на некоторый угол.

4. Между докембрийскими разломными и складчатыми структурами наблюдается определенная взаимосвязь.

В результате детальных геолого-геофизических исследований в пределах Украинского щита установлено шесть систем разломов, характеризующихся следующими парами азимутов простираций [195]: 0 и 270°, 17 и 287°, 35 и 305°, 45 и 315°, 62 и 332°, 77 и 347°.

Судя по литературным данным, Украинский щит не является исключением. Подобные закономерности наблюдаются на Балтийском и Алданском щитах (рис. 47). По мнению А.И. Петрова

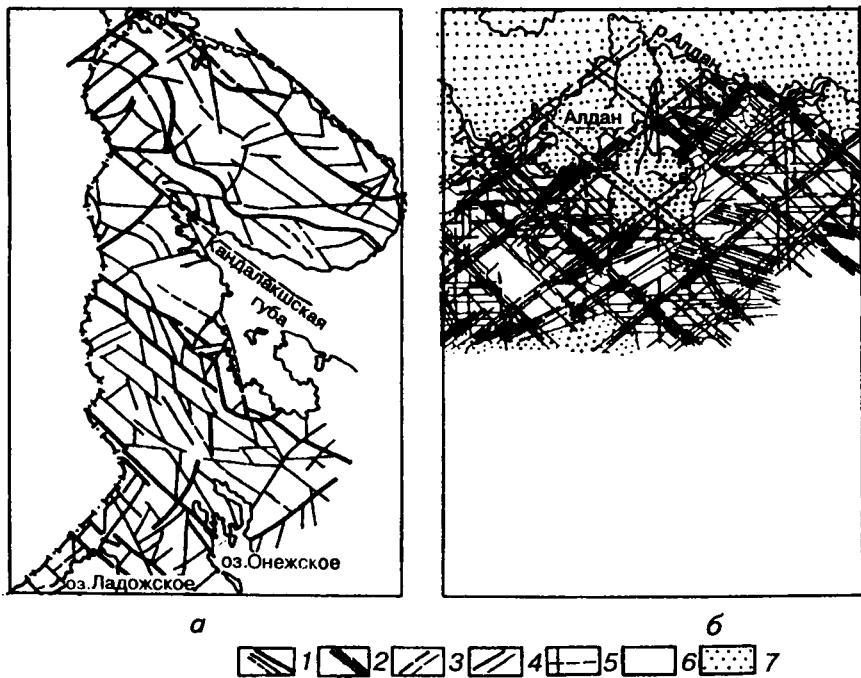


Рис. 47. Схемы расположения докембрийских разломов восточной части Балтийского щита (а) и центральной части Алданского щита (б):

1 — докембрийские разломы Балтийского и Алданского щитов диагональной системы (2—4) и ортогональной системы (5); 6, 7 — соответственно обнаженные и закрытые платформенным чехлом участки щита (толщина линий соответствует рангу разлома)

[151], разломы на Балтийском щите простираются в восьми направлениях по следующим азимутам: 295–305°, 320–330°, 340–345°, 355–0°, 25–30°, 45–50°, 65–70° и 85–90°. Главными он считает разломы с азимутами простирания 295–305° и 40–45°, которые расположены на расстоянии примерно 200 км друг от друга. Р.И. Гришкан [54] на основании геологического изучения центральной части Алданского щита установил системы разломов с азимутами простираций 315 и 50° (диагональные), 0 и 270° (ортогональные), 295–300°, 335–345° и 15–25°, 65–75° (косодиагональные). В частности, он отмечает, что наиболее существенной особенностью, характеризующей геометрию системы докембрийских разломов, является их пространственная «периодичность». Применительно к рассматриваемому случаю «периодичность» проявилась в том, что разломы одних и тех же порядков образовались на определенных расстояниях друг от друга.

Приведенные выше закономерности наблюдаются не только на щитах, но и в фундаменте докембрийских и более молодых платформ. На рис. 48 приведены два примера закономерной пространственной ориентировки разломных структур на северной и южной окраинах Восточно-Европейской платформы. На рис. 48, *a* достаточно четко видны закономерности пространственной

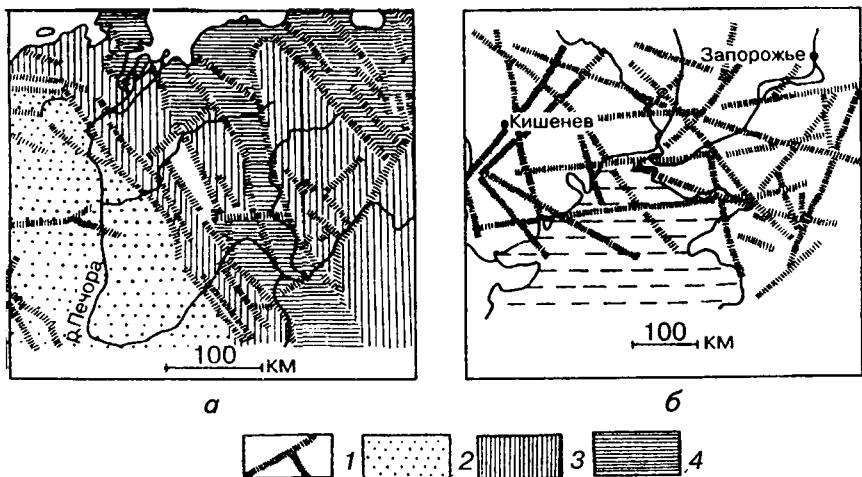


Рис. 48. Схематическая структурная карта Большеземельской тундры (*a*) и схема расположения разломов фундамента Южной Украины и Молдовы (*b*):
1 – межблоковые разломы фундамента; 2–4 – соответственно приподнятые, опущенные и наиболее опущенные блоки Большеземельской тундры

ориентировки систем разломов фундамента Большеземельской тундры, установленные М.А. Осадой [140] преимущественно по геофизическим данным, а на рис. 48, б — системы разломов фундамента Южной Украины и Молдовы, установленные Ю.Г. Ермаковым и др. [191] преимущественно по геологическим данным. Обращает на себя внимание, во-первых, выдержанность простираний отдельных систем разломов и примерно одинаковые интервалы между разломами одного порядка в разных системах; во-вторых, то, что довольно правильные системы не претерпевают особых изменений в пространстве при переходе от Украинского докембрийского щита через его склоны, мезозойские краевые прогибы и окраинные впадины к Скифской плите.

В.И. Бабак [6] в результате анализа неотектоники Центрального Казахстана установил достаточно правильную сеть разломов, схема расположения которых показана на рис. 49, а. Автор отмечает важную роль в неотектонике Казахского щита глубинных разломов древнего заложения и обновленных или вновь образованных разрывных нарушений более высокого порядка. В частности, он подчеркивает, что на схеме также выделены особые, ранее не отмечавшиеся элементы неотектонической структуры, получившие название *субпараллельных разрывных дислокаций*. Основной особенностью их внутреннего строения является наличие многочисленных, ориентированных в общем параллельно ограничивающим их глубинным разломам, малоамплитудных разрывных нарушений, трещин, мелких блоков и т.д. Интересно, что эти зоны прослеживаются и за пределами Казахского щита, проявляясь в ориентировке и морфологии соответствующих участков прилегающих платформенных структур и области интенсивного эпиглаттерменного горообразования.

Исходя из анализа структурного рисунка Казахского щита, В.И. Бабак [6] пришел к выводу, что большинство новейших разломов северо-западного простирания представляют собой правые сдвиги и развиваются они в условиях общего сжатия субмеридионального направления и растяжения субширотной ориентировки. В заключение он пишет, что закономерное расположение сдвиговых деформаций относительно сторон света и возможная смена ориентировки общего напряженного состояния земной коры во времени позволяют связывать эти дислокации с изменением ротационного режима Земли.

Весьма интересные данные получены В.Л. Макаровым и Л.И. Соловьевой [112] в результате изучения структурного плана Тянь-Шаня с помощью космических снимков (см. рис. 49, б). Для на-

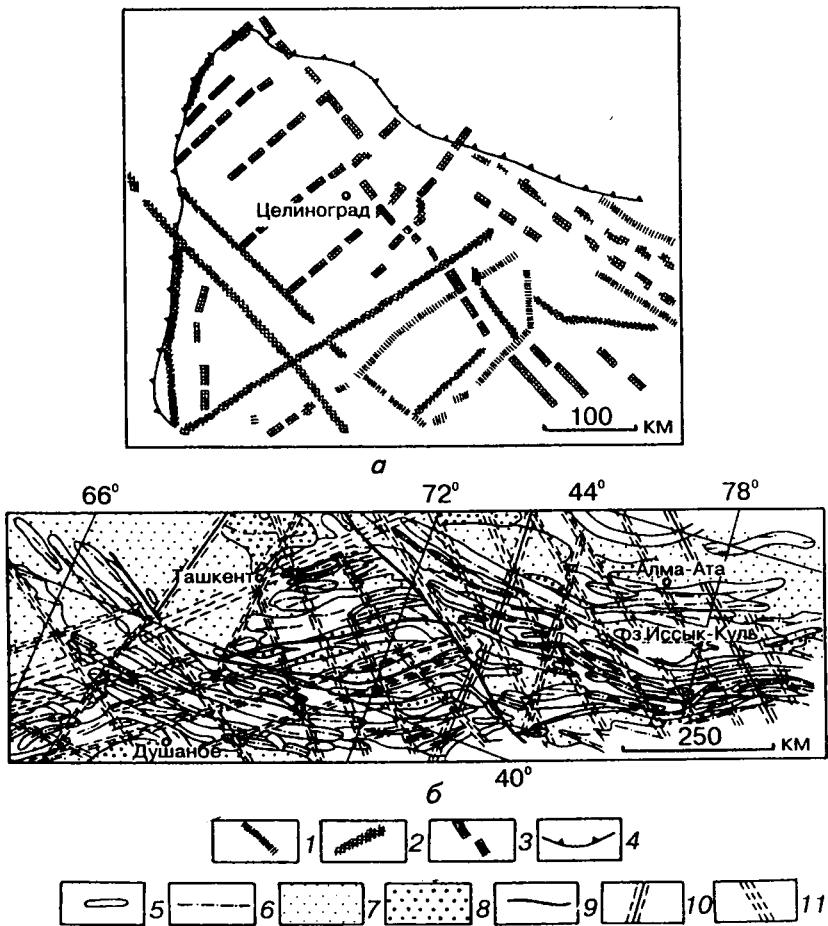


Рис. 49. Схемы расположения разломов Казахского щита (а) и структурного плана Тянь-Шаня (б):

1 — разломы, длительно живущие, активные в новейшее время и выраженные на поверхности Мохоровичича; 2 — активные в новейшее время тектонические швы; 3 — зоны существования мелких разломов и трещин; 4 — условная граница Казахского щита; 5 — складки основания; 6 — оси складок основания; 7 — впадины, выполненные отложениями орогенного комплекса; 8 — окраинно- и внутридепрессионные поднятия; 9 — главнейшие глубинные разломы; 10, 11 — зоны трансортогенных глубинных нарушений земной коры, установленные по геолого-геоморфологическим и геофизическим данным (10) и с помощью космических снимков (11)

ших целей важно подчеркнуть следующие закономерности. Во-первых, то, что установленные авторами серии глубинных нарушений земной коры разрывно-флексурного типа (линеаменты) довольно правильно расположены в пространстве и, во-вторых,

определенную взаимосвязь этих линеаментов со складчатыми структурами Тянь-Шаня. В частности, авторы считают, что установленные ими глубинные нарушения в основе представляют собой канву планетарной трещиноватости, которую использовала молодая структура орогена [112].

На рис. 50 показано системное расположение разломов в пределах Урала и примыкающих к нему восточной части Восточно-Европейской платформы, Западно-Сибирской плиты и Казахской складчатой страны, установленное анализом преимущественно геофизических данных [187].

Этот пример интересен тем, что наряду с известной субмеридиональной зональностью Урала подчеркивает закономерное пространственное расположение разломных структур в разновозрастных и геологически разнородных сопредельных регионах.

Интересные данные «планетарной трещиноватости» получены Г.И. Мартыновой [117] анализом гравитационного поля западной части территории бывшего СССР, ограниченной на востоке западным бортом Сибирской платформы (рис. 51). Понятие планетарной трещиноватости рассматривается ею как обобщенный термин, характеризующий любые нарушения сплошности земной коры, начиная от самых мелкоамплитудных до глубинных разломов включительно. Из рис. 51 достаточно хорошо видна системность в ориентировке планетарной трещиноватости. Всего автором выделено пять основных направлений простирания трещин: меридиональное с минимальным азимутальным разбросом (5°); два главных диагональных (азимуты $30-50^\circ$ и $305-315^\circ$); два подчиненных диагональных (азимуты 75° и $280-295^\circ$). Углы пересечения диагональных систем с меридиональной асимметричны; западный угол неизменно превышает восточный на $5-10^\circ$, углы пересечения главной и подчиненной диагональных систем симметричны в обоих квадрантах для всех геологических регионов. В заключение Г.И. Мартынова отмечает, что результаты анализа поля напряжений, установленного по гравитационным аномалиям, свидетельствуют о действительном существовании достаточно протяженной и жестко ориентированной относительно географических координат планетарной сети трещиноватости земной коры, секущей своими системами разнородные геологические регионы.

Описанные свойства сети свидетельствуют о планетарном ее характере, о единстве причин, вызывающих образование и развитие этой сети в разных регионах, и постоянстве действия этих причин во времени. По мнению Г.И. Мартыновой, независимость

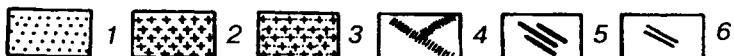
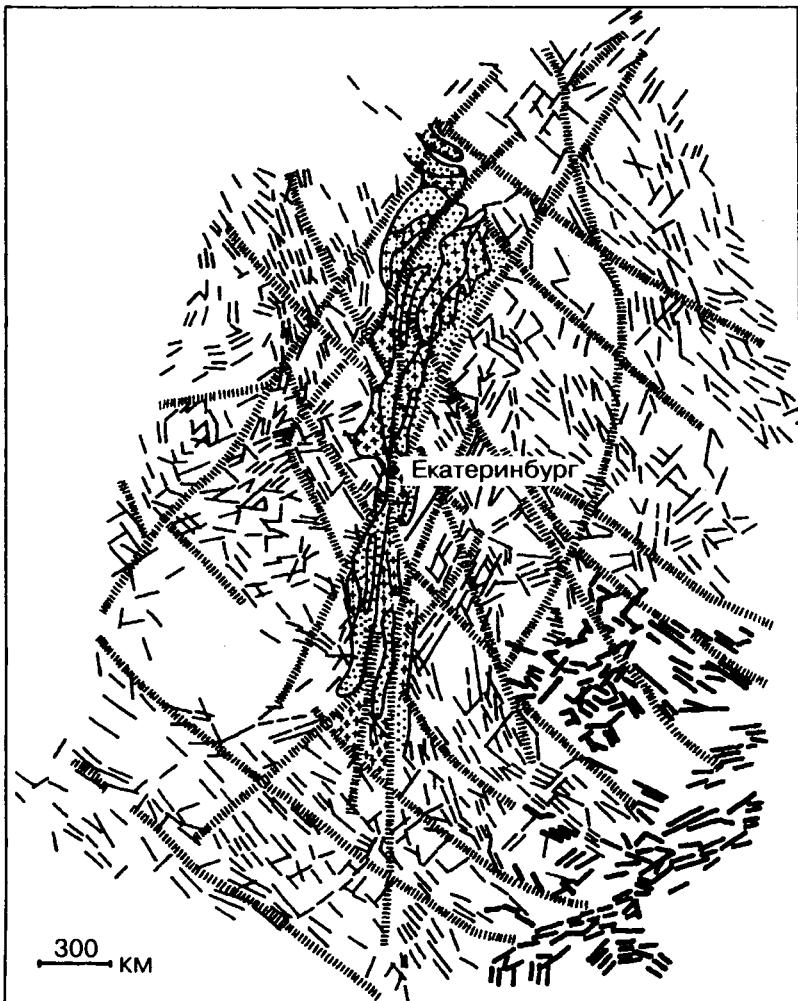


Рис. 50. Схема расположения элементов тектоники и основных систем разломов Урала и сопредельных регионов:

1—3 — соответственно прогибы, поднятия и синклиниории в пределах поднятий Урала; 4 — наиболее крупные секущие нарушения; 5, 6 — зоны разломов, выделенные А.И. Суворовым (5) и выделенные по особенностям физических полей и геологического строения (6)



Рис. 51. Схема планетарной трещиноватости земной коры западной части территории бывшего СССР:

1 – нарушения (разломы), фиксируемые в гравитационном поле (толщина линий соответствует интенсивности проявления нарушений)

простирания зон трещин от характера, геологического строения и истории геологического развития пересекаемых ими участков земной коры, во всяком случае ее сиалического слоя, может свидетельствовать либо об очень глубинном, едином для всей этой территории источнике, создающем поле деформирующих сил, либо о внешнем происхождении этого поля связанным, например, с ротационным режимом планеты.

Н.В. Введенская и Л.Н. Спирин [35], изучив планетарную трещиноватость на этой же территории по линеаментным формам рельефа земной поверхности, пришли к заключению, что сопоставление сводной схемы планетарно-тектонической трещиноватости, составленной Г.И. Мартыновой по гравиметрическим данным (см. рис. 51), показывает большое сходство в положении и ориентировке основных направлений трещиноватости на обеих

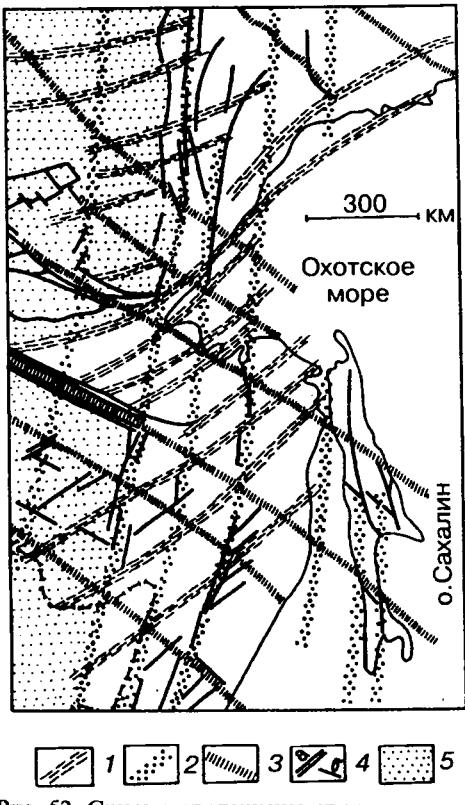


Рис. 52. Схема расположения главных систем разломов материковой части Дальнего Востока:

1—3 — главные зоны разломов соответственно джугджурского, ямалинского и туклингского направлений; 4 — отдельные разломы; 5 — область Сибирской платформы

раулов и А.Л. Ставцев констатируют, что наиболее крупные зоны разломов являются глубинными структурами, общими для платформы и обрамляющих ее подвижных областей. Многие из них прослеживаются далеко за пределами рассматриваемого региона и, несомненно, принадлежат к планетарной системе глубинных разломов.

На рис. 53 показаны системы разломов в районах Камчатки и Японского моря, установленные по результатам анализа преимущественно геофизических данных. В пределах Камчатки и сопредельных акваторий (см. рис. 53, а) Т.А. Андиева и О.Н. Супруненко [3] выделяют три группы разломов.

картах при большей, однако, детальности схемы, составленной по линеаментам. Для наших целей важна первая часть их заключения.

На рис. 52 приведены главные системы разломов материковой части Дальнего Востока, установленные В.Б. Карапуловым и А.Л. Ставцевым [78] по результатам геологического картирования региона с учетом данных региональных геофизических исследований и результатов дешифрирования космических снимков. Авторы выделяют в пределах Дальнего Востока три главные системы разломов: Джугджурскую (северо-восточную), Ямалинскую (близмеридиональную) и Туклингскую (северо-западную). В каждую систему входят разломы разных рангов. На рис. 52 показаны наиболее крупные из них. В заключение В.Б. Ка-

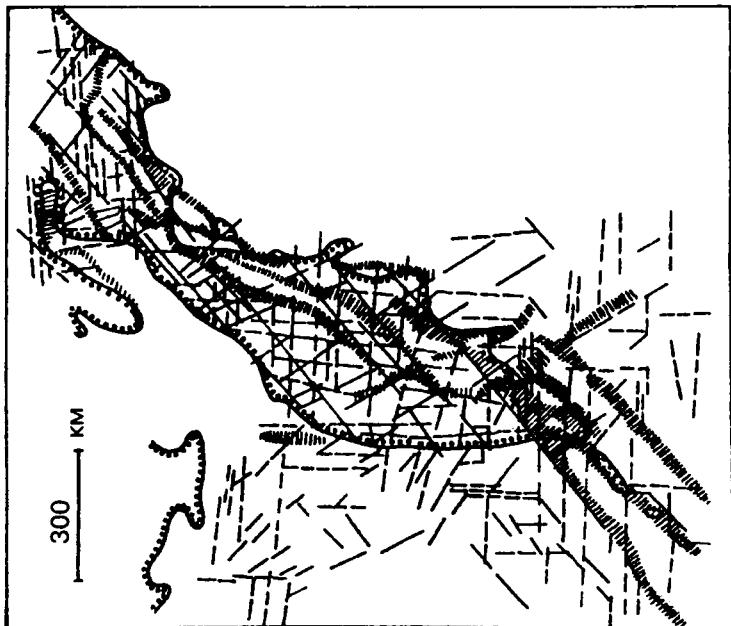
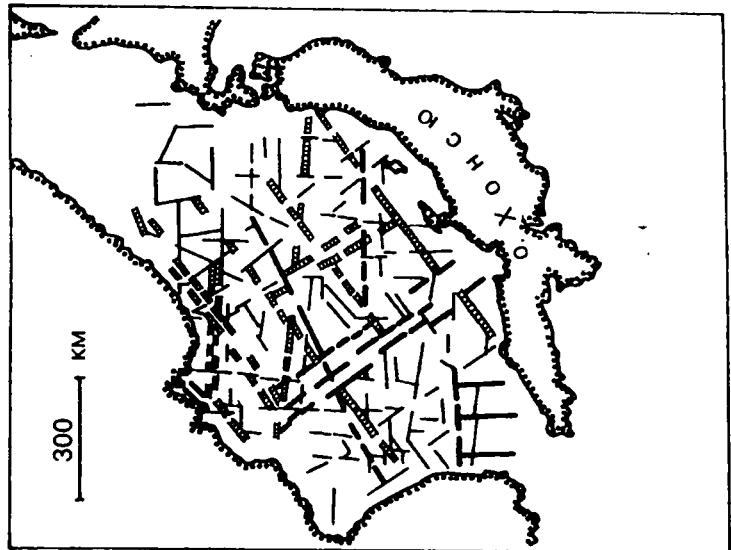


Рис. 53. Схемы расположения систем разломов Камчатки, сопротивляемых акваторий (а) и региона Японского моря (б):
 1-3 - разломы Камчатки соответственно первой группы, второй группы платоидной системы и второй группы ортогональной системы; 4-6 -
 соответственно губинные поднеканозиские, глубинные долподнеканозиские и коровые разломы региона Японского моря

Обращает на себя внимание вторая группа разломов. Нару-
шения второй группы образуют правильную сетку, в которой вы-
деляются две системы сопряженных направлений: ортогональная
(350—10°, 260—280°) и диагональная (310—320°, 40—50°). Кроме
того, отмечаются разломы промежуточных направлений, однако
ввиду их сравнительной немногочисленности авторы условно от-
носят эти разломы к одной из основных систем. Расстояния ме-
жду протяженными нарушениями одного простирания меняются
от 30 до 125 км. Нарушения группируются в зоны шириной 50—
70 км. Г.А. Андиева и О.Н. Супруненко пришли к выводу, что
правильная сетка, образуемая рассматриваемыми дислокациями,
аналогична сетке разрывов, выделяемой в различных районах
земного шара и известной под названием *сетки планетарной*
трещиноватости.

В пределах Японского моря Ю.В. Шевалдин [233] по сово-
купности геолого-геофизических данных выделяет зоны разло-
мов, образующих три ортогональные системы с азимутами про-
стирания 2,5—92,5°, 22,5—112,5° и 52,5—142,5° (см. рис. 53, б). Он
различает глубинные и коровые разломы. Глубинные разломы
представлены в основном зонами концентрации разрывов шири-
ной 15—35 км с преобладающими расстояниями между зонами в
системе (180 ± 10) км. Коровые разломы имеют ширину 10—15 км,
а простирания — аналогичные глубинным разломам. Автором ус-
тановлена связь значительной части зон разломов, выявленных
по геофизическим и геологическим данным в условиях континен-
та, с разломами Японского моря.

В ходе литературного поиска данных о закономерностях
пространственного размещения разломных и связанных с ни-
ми поверхностных структур нельзя было пройти мимо резуль-
татов исследований Ли Сы-Гуаном [102] территории Юго-
Восточной Азии. В частности, он выявил и изучил серию ши-
ротных горных цепей и установил, что горные хребты широт-
ного направления совпадают с широтными тектоническими
зонами. Морфологическая связь с тектоникой так же реальна,
как и видимая. Положение этих зон схематически показано на
рис. 54. Обращают на себя внимание достаточно выдержаные
интервалы между рассматриваемыми зонами, характеризую-
щиеся величиной порядка (900 ± 50) км. Приведенный выше
пример, несмотря на свою простоту, значительно расширяет
перечень регионов Земли, где наблюдается правильное распо-
ложение тектонических структур, и, следовательно, подтвер-
ждает ее планетарный характер.

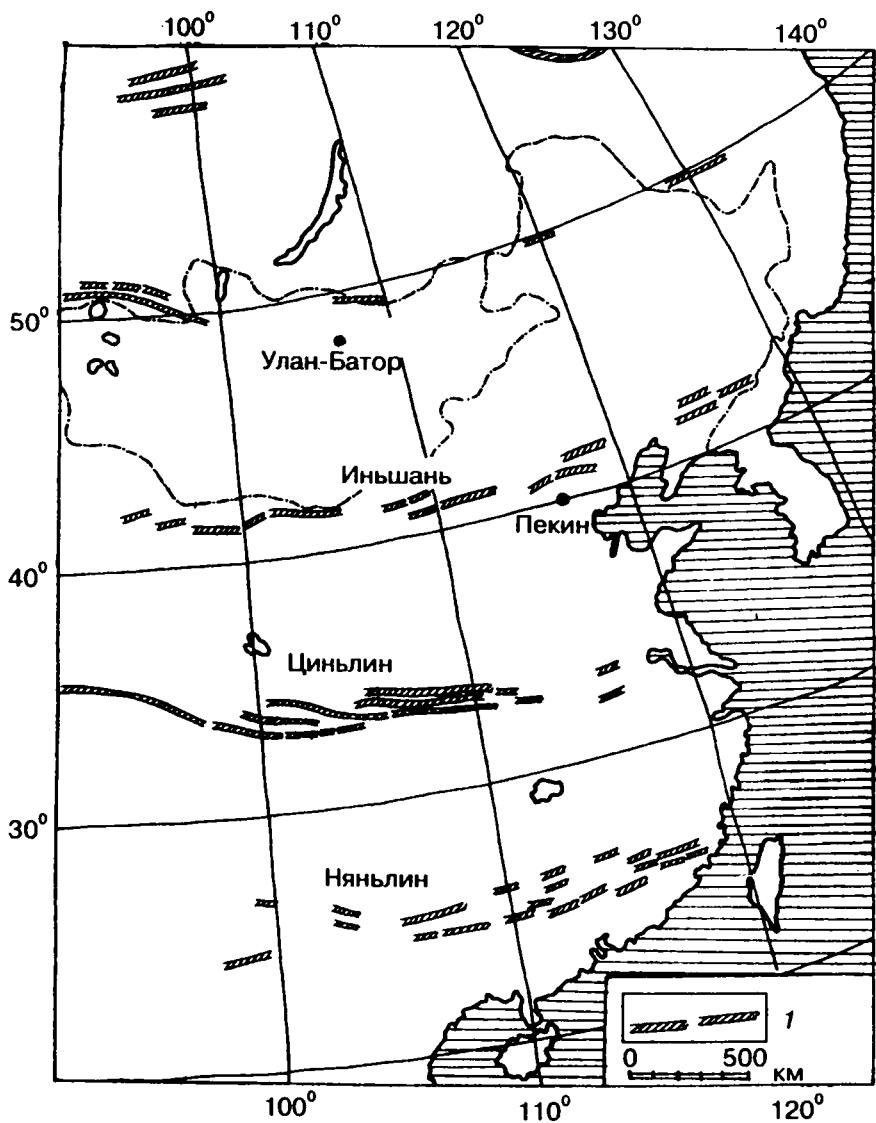


Рис. 54. Выкопировка из тектонической схемы Восточной Азии, составленной Ли Сы-Гуаном:

1 — тектонические зоны широтного направления; возраст от палеозоя до третичного времени

На рис. 55 приведена схема расположения разломных структур Австралии, установленных преимущественно по геолого-геоморфологическим данным [221]. На схеме выделяются две основные группы линейных структур. Структуры каждой группы характеризуются двумя взаимно перпендикулярными направлениями. Группа древних структур развернута по отношению к простилям молодых разломов примерно на $30-35^\circ$ в направлении вращения часовой стрелки. Интересно высказывание Е. Хилса о возможной общности происхождения разломов двух сопряженных направлений [221], который считал, что подобие и одновременность разломов, по крайней мере двух сопряженных направлений, расположенных друг относительно друга под углом, близким к прямому, очевидны, поэтому все главные разломы щита если и не сопряжены, то хотя бы связаны общностью происхождения.

Приведенных выше примеров вполне достаточно, чтобы сделать вывод о том, что системы разломов тектоносферы развиты в разных частях Земли, в разных по возрасту и масштабу структурах. В настоящее время трудно назвать регион, в пределах которого по результатам геолого-геофизических, геоморфологических исследований или дешифрирования аэро- и космоснимков не наблюдалась бы выдержанная по простирианию системы разломов.

Следует специально подчеркнуть, что представление о закономерном пространственном расположении линейных тектонических структур, в частности разломов, не ново. Еще Р. Зондер [275] установил три пары взаимно ортогональных направлений систем линеаментов, наблюдаемых в земной коре, с азимутами простиляций 20 и 290° , 45 и 315° , 70 и 340° . Дж. Муди и М. Хилл [270], обобщив данные Р. Зондера, В. Хоббса и Ф. Венинг-Мейнеса, пришли к выводу, что в любой тектнической области Земли можно выделить сдвиговые деформации восьми основных направлений. И.И. Чебаненко [226] в результате анализа разломной тектоники называет восемь простиляний разломов или линий тектонической делимости земной коры: $310-315^\circ$, $40-45^\circ$, 0° , 90° , $15-20^\circ$, $285-290^\circ$, $70-75^\circ$, $340-345^\circ$. Весьма убедительные доказательства системного расположения линеаментов и планетарной трещиноватости получены П.С. Вороновым [44] путем морфометрического анализа. Н.В. Шаблинская [228] приводит таблицу азимутов устойчивых направлений разломных структур, фиксируемых в пределах древних и молодых платформ и орогенов на разных континентах (табл. 10).

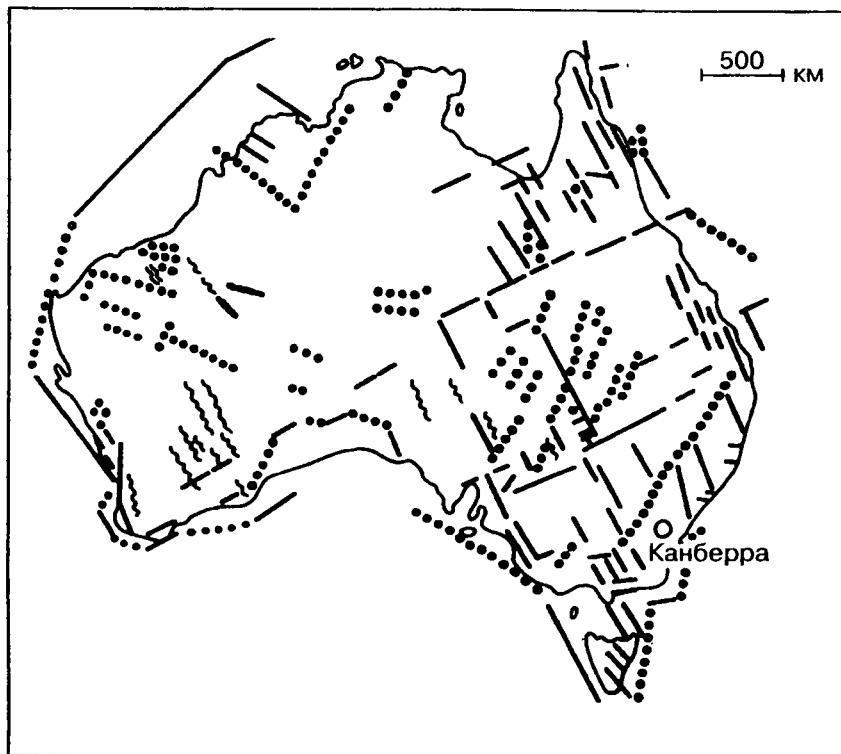


Рис. 55. Схема расположения разломных структур Австралийской платформы:
1 — докембрийские разломы фундамента; 2 — более молодые разломы; 3 — линейные структурные элементы в докембре

Весьма интересны данные В. Немеца и Р. Квета [129] о так называемых планетарных равноудаленных разрывных системах, установленных ими преимущественно на территории Чехословакии. Под планетарными равноудаленными разрывными системами они понимают периодически формирующиеся сети трещинных зон и приуроченных к ним разломов, образовавшихся в периоды после кульминации главных орогенезов. В частности, они утверждают, что все сети едины по генезису и характеризуются геометрическим совпадением. Основные линии, выявленные эм-

Таблица 10. Системы разломов на разных континентах

Тектониче- сткая структура	Платформа, регион	Число систем разломов	Четкость выделения системы	Сдвиг с диагональ- ной скаткой относитель- но ортогональ- ной гряды	Интрудированные раз- ломы (растяжение)		Время растяжения	Направление растяги- вающих напряжений		
					Число систем	Простирание		РС	PZ	
Молодые платформы	1. Западно-Си- бирская	4	Четко	30±5	2	C3, мери- диональное C3	PС, РЗ	СВ	Широтное	
	2. Скифская	4	"	60±5	1	"	? РЗ	—	СВ	
	3. Туранская	4	"	45±5	1	"	? РЗ	?	СВ	
	4. Тимано-Ге- оргевская	4	"	30±5	1	"	? РС	СВ	—	
	5. Русская	4—6	Нечетко	50±10	4	C3, мери- диональное СВ, широт- ное "	PС, РЗ?	СВ	Широтное	
Старые платформы	6. Северо-Аме- риканская	4—6	"	60±10	4	"	? РЗ?	—	СВ	
	7. Африканская (Египет)	4—6	"	60±10	2	C3, широт- ное C3	? ?	?	?	
	8. Антильский Пояс	4	Очень четко	45±5	1	"	? РЗ	?	СВ	
	9. Австралий- ская	4—6	Нечетко	40	4	C3, мери- диональное —	? ?	?	?	
	10. Африкан- ская (Юг)	4—6	"	30	—	—	—	—	—	
Древние платформы	11. Южно-Аме- риканская	4—6	"	45	—	—	—	—	—	
	12. Африкан- ская	4—6	Четко	45±5	—	—	—	—	—	

Примечание. Разломы в регионах 1—9 приведены по геолого-геофизическим данным, в регионах 10—12 — по геоморфологическим.

тически, во время образования ориентированы вдоль азимутов 270, 54 и 306° и по перпендикулярным к ним направлениям, т.е. 0, 324 и 36°. За счет миграции полосов и перемещения континентов отдельные сети смещены. В частности, меридиональная линия альпийской сети совпадает по ориентировке с современным географическим меридианом, варисцийская сеть в Европе смещена на угол 26°, ассинтская — на 47° и безымянная сеть неизвестной эпохи образования (открыта на территории Морава бывшей ЧССР) — на 16°.

Таким образом, можно констатировать, что в тектоносфере достаточно уверенно фиксируются системы разломов, чаще всего образующих взаимно ортогональные сети. Выдержанность направлений систем разломов, их значительная протяженность, сквозной характер и определенная унаследованность свидетельствуют об общепланетарных причинах образования этих систем. Перечисленные выше закономерности расположения линейных тектонических структур исключают возможность объяснения их возникновения местными особенностями земной коры или любыми локальными физико-геологическими процессами, происходящими в недрах отдельного региона. Они послужили одной из предпосылок для создания новой геотектонической концепции, объясняющей эти закономерности.

4.2. Схема формирования структур геосинклинального типа на жестком основании

В качестве другой предпосылки создания новой тектонической концепции явилась схема формирования структур геосинклинального типа на жестком основании, впервые предложенная Дж. Муди и М. Хиллом [270]. Суть ее сводится к следующему. При относительном перемещении блоков тектоносферы по разграничающему их глубинному разлому возникает ряд условий, необходимых для осуществления геологических явлений, таких как денудация и седиментация, активизация магматической деятельности и усиление метаморфизма пород. Рассмотрим их подробнее.

1. При положении блоков, изображенном на рис. 56, *a*, левый из них (приподнятый) является источником денудации, а в пределах правого (опущенного) образуется бассейн для осадконакопления. Гранулометрический состав терригенных осадков зависит от разности высотных отметок блоков. Наряду с левым припод-

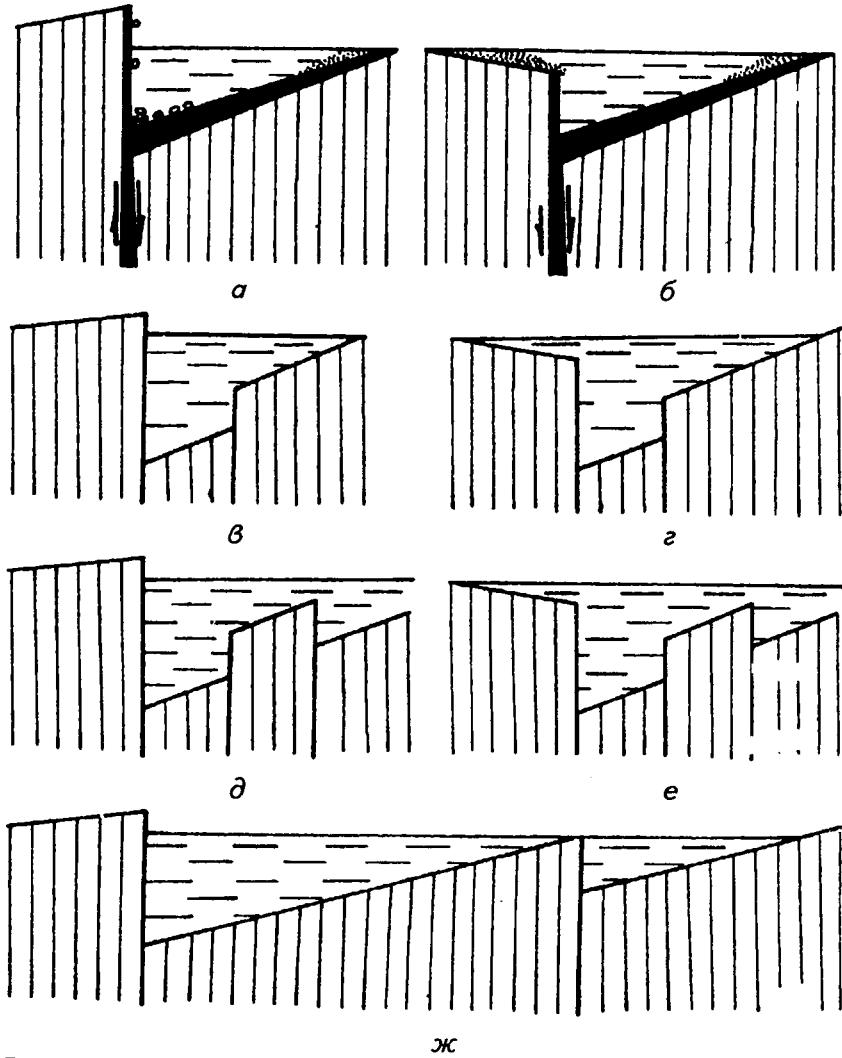


Рис. 56. Модели формирования структур типа геосинклиналей по Дж. Муди и М. Хиллу (*а, б*) и усложненные варианты (*в–ж*)

нятым блоком источником терригенного материала может служить и приподнятая часть правого блока, но осадки будут более тонкозернистыми (на рисунке показаны точками). В сочетании эти источники формируют осадочную толщу бассейна.

Возможен другой вариант, когда оба блока испытывают опускание, но с разной скоростью (см. рис. 56, б). В этом случае осадконакопление может происходить во внутренних частях обоих соприкасающихся блоков, но в различных фациальных условиях. В пределах правого блока будут преобладать устойчивые глубоководные фациальные условия, а в пределах левого должны иметь место условия мелководья с частыми перерывами в осадконакоплении. Малейшее изменение направления перемещения блоков может вывести верхнюю кромку левого из них на уровень выше геоида.

2. Относительное перемещение блоков тектоносферы, связанное с возникновением или активизацией разделяющего их глубинного разлома и происходящее в режиме растяжения, нарушает агрегатное состояние вещества в глубинных зонах тектоносферы, до которых проникает разлом. Вещество на этих глубинах, находившееся при больших давлениях и температуре в квазивердом состоянии, начинает плавиться. Это происходит вследствие того, что при проникновении разлома давление резко падает, а температура остается высокой. Расплавленное вещество, несколько увеличенное в объеме, использует глубинный разлом в качестве канала для выхода на поверхность. Так осуществляется активизация магматической деятельности с образованием пород основного и ультрасосновного составов в начальные этапы формирования структур типа геосинклиналей. Интересные представления по этому вопросу изложены в работе В.В. Жданова [68]. На рис. 56, а, б показаны схемы одного из простейших вариантов подводного излияния магмы основного состава, из которой образуются породы, лежащие в основании осадочной толщи. Этот пример ни в коем случае не исключает неоднократной активизации магматической деятельности одного и того же разлома, приводящей к переслаиванию осадочных и магматических образований.

3. Возникающий разлом является определенным «тепловодом», доставляющим дополнительную энергию для метаморфизма пород, слагающих поверхностные структуры. Дополнительная тепловая энергия может быть получена не только с магматическим расплавом, но и путем теплопередачи за счет проникающей конвекции в теле разлома. Таким образом, усиливается метаморфизм пород, слагающих формируемые на границах блоков поверхностные структуры.

Перечисленные выше условия, возникающие при относительном перемещении блоков тектоносферы, объясняют четыре

основных геологических процесса (денудацию, седиментацию, магматизм, активный метаморфизм), с которыми связано образование любых комплексов пород и формирование тектонических структур, в частности, структур типа геосинклиналей.

Обсуждаемая схема отличается от классической прежде всего тем, что в основу ее положена реальная физическая картина относительного перемещения жестких блоков, а не гипотетическое «прогибание», представление о котором возникло в прошлом веке, когда ученые считали, что земная кора «плавает» на магме и когда деформациям изгиба придавалось неоправданно большое значение по сравнению со скальвающими деформациями. В настоящее время известно, что достаточно хрупкая земная кора располагается на верхней мантии, упругость которой соизмерима с упругостью стали. Следовательно, традиционное представление о «прогибании» земной коры нельзя считать правомерным.

Выше рассмотрен только один из простейших элементов модели формирования структур геосинклинального типа. Реальные модели, естественно, более сложные. Некоторое представление о них могут дать схемы, приведенные на рис. 56, в—ж. Подчеркнем две важные особенности модели формирования структур типа геосинклиналей, необходимые в дальнейшем: асимметрию формируемых поверхностных структур и их непосредственную взаимосвязь с глубинными разломами.

Обратимся к примерам достаточно хорошо изученных структур, наглядно иллюстрирующим правомерность использования описанной модели для объяснения формирования структур геосинклинального типа в различные геологические эпохи (рис. 57). На рис. 57, а показан разрез структур Криворожского железорудного бассейна, образование которого относится к раннему протерозою. Верхняя часть разреза получена по данным бурения, нижняя — путем интерпретации гравитационных аномалий [8, 136]. Сравнение этого разреза со схемой, изображенной на рис. 56, а, не оставляет сомнений в их подобии. В частности, амфиболиты, лежащие в основании криворожской серии пород, представляют собой продукт подводных излияний базальтовой магмы. Формирование криворожской серии, представленной чередующимися терригенными и хемогенными образованиями, связано с периодическими относительными вертикальными перемещениями блоков в сочетании с активизацией вулканической деятельности разделяющего их глубинного разлома (см. также [209]). Слабо наклоненные в процессе образования толщи за счет последующих деформаций, протекавших в режиме сжатия, приобрели крутые

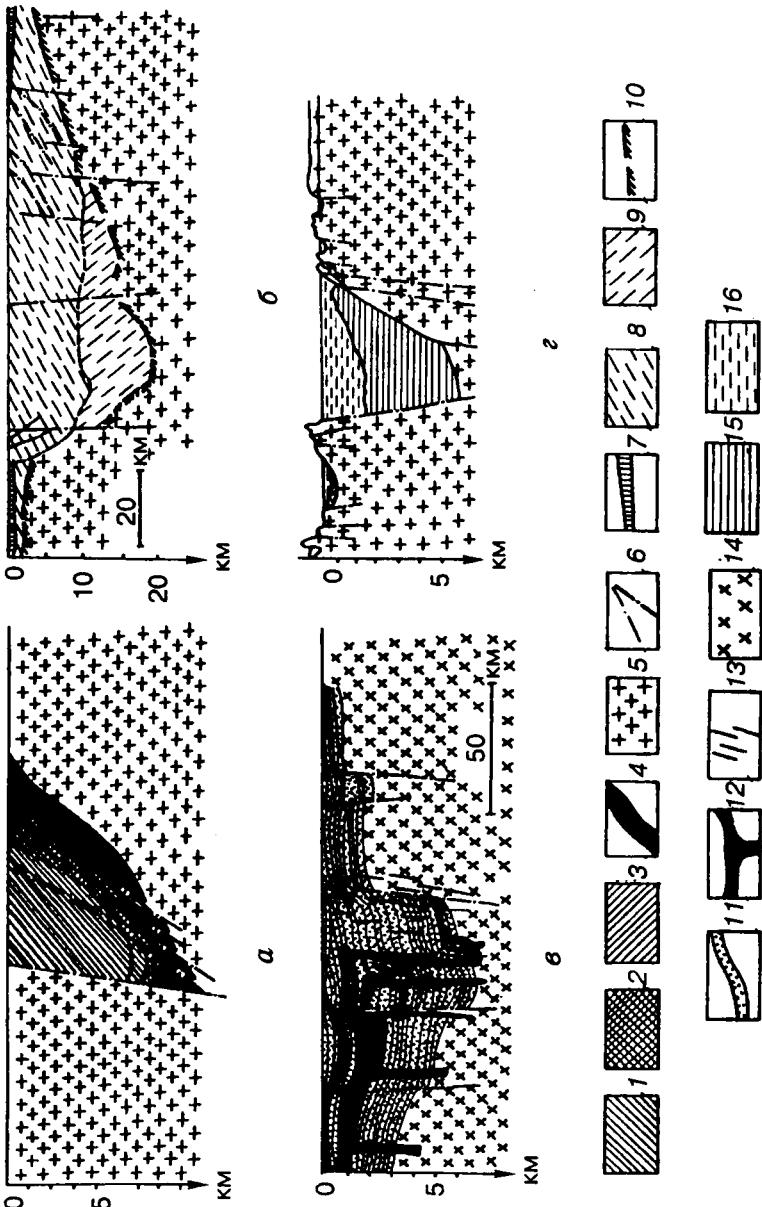


Рис. 57. Вертикальные разрезы структур Кировоградского железорудного бассейна (а), Донбасса (б), западной части Большого Кавказа в лейасе и дотерре по М.Г. Ломидзе (в), Бахчисарайского рифта по В.П. Солоненко и Н.А. Флоренсову (г):
 1–3 – соответственно верхняя, средняя (железорудная) и нижняя стяга кризогорской страты; 4 – амфиболиты; 5 – породы архей-протерозойского фундамента; 6 – разломы и нарывы; 7 – мезо-кайнозойские отложения; 8 – карбон; 9 – девон и, возможно, ордовик; 10 – поверхность архей-протерозойского фундамента; 11 – осадочно-метаморфические образования юры; 12 – вулканогенные образования юры; 13 – неоген-четвертичное выполнение рифта; 14 – доломиты для базов; 15 – неоген-четвертичное выполнение рифта; 16 – волнистый слой

углы наклона. В рассматриваемой схеме находит простое объяснение отсутствие второго «крыла» синклиниория, хотя в северной его части, к западу от осевой линии разлома, встречаются породы криворожской серии с железистыми кварцитами преимущественно магнетитового состава. Как показал Н.А. Плаксенко [154] на примере Курской магнитной аномалии (КМА), магнетитовый состав железистых кварцитов обусловлен их образованием в условиях мелководья. Это обстоятельство в сочетании со структурными особенностями пород криворожской серии позволяет считать их левым «крылом» структуры по схеме, приведенной на рис. 55, б.

На рис. 57, б приведен вертикальный разрез структуры Донбасса вдоль сейсмического профиля XI по данным М.И. Бородулина и А.К. Михалева [125]. Обращает на себя внимание асимметрия палеозойской структуры Донбасса. Участие в его образовании разломов и другие особенности достаточно убедительно свидетельствуют о возникновении и формировании этого разреза по схеме, изображенной на рис. 56, а, б, в режиме растяжения. Наблюдающиеся усложнения его структуры и, в частности, серия надвигов являются результатом последующих тектонических деформаций, протекавших в режиме сжатия.

Иллюстрацией усложненных моделей развития геосинклиналей, изображенных на рис. 56, в, г, может служить западная часть геосинклинальной системы Большого Кавказа в мезозое, вертикальный разрез которой приведен на рис. 56, в. Разрез составлен М.Г. Ломидзе [217].

На рис. 57, г приведен разрез Байкальского рифта по В.П. Солоненко и Н.А. Флоренсову [217]. Из рисунка следует, что формирование молодых ($N + Q$)-рифтовых структур также происходит по схеме, изображенной на рис. 56.

Рассмотренные выше примеры свидетельствуют о том, что во все геологические эпохи, начиная, по крайней мере, с протерозоя, формирование структур типа геосинклиналей происходило однотипно по схемам, изображенным на рис. 56. Более того, наш опыт изучения глубинного строения архейских структурно-фацальных зон на Украинском щите с помощью гравиметрии [205] свидетельствуют о возможности использования описанной выше модели формирования применительно к структурам архейского возраста. Следовательно, интервал времени, в течение которого наблюдается однотипное формирование структур типа геосинклиналей на границах блоков по схемам, приведенным на рис. 56, может быть распространен на всю геологическую историю.

Выход об однотипности формирования континентальных структур типа геосинклиналей нельзя считать общепринятым. Вместе с тем он не нов. Многие исследователи уже приходили к нему с несколько иных позиций. Так, А.С. Грачев и В.С. Федоровский [53] со-

ссылкой на ряд других исследователей подчеркивают общность таких структур, как рифты, авлакогены и геосинклинальные троги. В частности, они считают, что замечательной особенностью рифтов, авлакогенов и трогов является конседиментационный характер самих прогибов (как правило, асимметричных), а также ограничивающих их разломов, и что развитие подобных структур, несомненно, не является особенностью каких-то отдельных этапов в развитии Земли, скорее оно отражает одну из основных закономерностей текtonогенеза. Все эти структуры, описанные разными авторами под различными названиями (рифты, авлакогены, геосинклинальные троги), имеют скорее всего единую природу — «сквозное» развитие в течение геологической истории.

К сделанному ранее выводу уместно добавить, что не только континентальные структуры перечисленных выше трогов, но и океанические — типа глубоководных желобов и островных дуг формируются по схеме, приведенной на рис. 56. Это наглядно видно на разрезе Курильского глубоководного желоба, изображенного на рис. 25, г. Свой основной облик этот желоб, несомненно, приобрел в начальный этап формирования по схеме, приведенной на рис. 56, *a* в режиме растяжения, а ряд последующих усложнений — в процессе смены режима растяжения на режим сжатия [206].

Таким образом, можно констатировать, что геосинклинальные структуры и орогены, эвлакогены и рифты, глубоководные желоба и островные дуги образовывались по единой схеме. Свои особенности они приобретали в процессе последующего формирования в результате последовательной смены режимов растяжения и сжатия. Причем, чем древнее структура, тем большая вероятность ее осложнения последующими тектоническими деформациями. Этот вывод свидетельствует о том, что нет серьезных оснований подчеркивать резкую разницу в образовании, например, нормальных геосинклиналей, авлакогенов, рифтов или глубоководных желобов. Точно так же нет оснований противопоставлять образование континентальной коры образованию океанической. В заключение укажем, что вывод о единой схеме формирования (представляемых ныне разнородными) структур типа геосинклиналей на границах блоков тектоносферы весьма важен, но он приобретает существенное значение только при условии, что удастся установить природу механизма относительных перемещений блоков и законы, управляющие этим механизмом. В частности, важно определить источник сил, обуславливающих перемещение блоков тектоносферы, а также закономерности, регулирующие смену режимов сжатия и растяжения в области этих перемещений. Так вновь возникла необходимость создания тектонической концепции, способной объяснить искомые закономерности.

4.3. Цикличность формирования тектонических структур

В геологии с давних времен установлены циклически (ритмически) совершающиеся процессы различных масштаба и значения. Наиболее четко эти процессы проявляются в ритмичности осадконакопления. В осадочных напластованиях ритмичность характеризуется регулярным чередованием двух, трех или четырех основных разновидностей слоев. Нормальным ритмом считают такую последовательность: песчаник — известковистый алевролит — мергель — известняк. Затем наступает перерыв в осадконакоплении и ритм повторяется. Несмотря на значительное разнообразие ритмов, они имеют и общее свойство. Обычно крупный ритм состоит из мелких ритмов разного порядка. Совокупность ритмов разных порядков служит одной из основных характеристик осадочных образований, слагающих любые тектонические структуры.

Ныне твердо установлено существование большого числа циклов климатических колебаний с периодами: 1, 11, 22, 30—35, 60, 80, 100, 170—200, 350—400, 1000, 1700—2200 лет и т.д., связанных с изменением солнечной активности [103]. Геологические данные подтверждают, однако, не только существование короткопериодичной цикличности, поддающейся непосредственному наблюдению в настоящее время, но и поставляют информацию о значительно более длительных циклах с периодами в тысячи, миллионы и даже десятки миллионов лет. Например, В.А. Шнитников [236] по данным палеогеографических исследований доказал существование 1850-летней периодичности в увлажнении материков. Установлены [74] геологические циклы с периодами, составляющими 3500, 20 000 лет и более.

Как следует из описанной в п. 4.2 схемы формирования структур типа геосинклиналей на границах блоков и опыта изучения осадочных толщ, закономерности процессов денудации и седиментации теснейшим образом взаимосвязаны с направлением, скоростью и амплитудой относительных вертикальных перемещений блоков тектоносферы. В закономерностях формирования осадочной толщи отражены колебательные движения блоков, часто именуемые волновыми. Используя взаимосвязь между колебательными движениями блоков и гранулометрическим составом формируемых осадков, И.А. Одесский [137] на большом фактическом материале в пределах Западно-Сибирской и Скифско-Туранской плит, Западно-Сибирской низменности гармони-

ческим анализом установил тектонические циклы с периодами, млн лет: 2,3; 5,0; 8—13 (10); 17—22 (20); 29—35 (32); 39—45 (42); 61—66 (63).

Обобщая геологический материал по различным регионам, Г.Ф. Лунгерсгаузен [105], В.Е. Хайн [216], В.Д. Наливкин [128] отметили существование крупных циклов длительностью 30—45 и 150—180 млн лет. Циклу с периодом 30—45 млн лет Н.М. Страхов [184] придает особое значение, считая его ведущим в процессах слоеобразования. Циклы с периодами 150—180 млн лет характеризуют периодичность главных орогенических эпох в фанерозое, а по продолжительности соответствуют галактическим годам.

Для наших целей важно подчеркнуть устанавливаемую в настоящее время взаимосвязь между геологическими и астрономическими явлениями. Так, Н.Ф. Балуховский [7] привел таблицу соответствия геологических ритмов и циклов с астрономическими факторами (табл. 11).

Нельзя признать случайными совпадениями периодов геологических и астрономических циклов, в частности, циклов солнечной активности, с периодическими наклонами земной оси относительно плоскости эклиптики, колебаниями эксцентриситета земной орбиты, колебательными движениями Солнечной системы относительно плоскости Галактики [105, 137] и др. Особо следует подчеркнуть, что продолжительность мезозойской эры равна галактическому году, а палеозойской — двум галактическим годам.

И хотя все перечисленные выше закономерности установлены преимущественно для фанерозоя, есть основания ожидать их и для докембрия. В частности, геохронологические данные о магматических и метаморфических породах докембрийских щитов позволили Н.П. Семененко (1964 г.) выделить в истории докембрия пять мегациклов, отражающих крупные события перестройки структурных планов архитектоники континентов, которые носят планетарный характер. В предлагаемой им геохронологической шкале мегациклов докембрия наглядно видны галактические годы, в целом хорошо совпадающие с революционными эпохами докембрия [7].

Нам представляется, что приведенные выше данные не оставляют сомнения в цикличности геологических процессов, совершающихся на фоне направленного (необратимого) развития тектоносферы. Они характеризуются набором циклов со спектром периодов, начиная от одного земного года до галактического и даже нескольких галактических лет.

Таблица 11. Связь геологических ритмов и циклов с астрономическими факторами

Ритм, цикл	Предполагаемое происхождение	Период ритма или цикла, млн лет
Планетарный ритм		
Флишевый ритм (ритм Шнитникова)	Колебания солнечной активности	0,0019–0,00255
Прецессионный ритм	Период обращения линии абсид относительно точки равноденствия. Изменяется от 13 500 до 29 000 лет, в среднем 21 000 лет	0,021–0,028
Ритм наклонения эклиптики	Периодическое изменение наклона эклиптики в пределах от 21,8 до 24,4°	0,041–0,056
Ритм изменения эксцентриситета земной орбиты	Эксцентриситет земной орбиты изменяется от 0,0 до 0,68	0,10–0,16
Первый планетарный ритм	Результирующий период трех предыдущих ритмов. Проявляется на кривой Миланковича	0,102–0,14
Второй планетарный ритм (мезоритм)	Образуется при сложении (интеграции) трех предыдущих ритмов	0,206–0,42
Третий планетарный ритм	То же	0,918–1,25
Космический цикл		
Первый космический цикл	Изменение солнечной постоянной (по Эпiku) и полярности магнитного поля Земли. Период 1,0–1,5 млн лет, в среднем 1,38 млн лет	1,38–1,88
Мезоцикл	Образуется при сложении двух предыдущих циклов	2,76–3,77
Макроцикл	«Сезонные» свойства пространства созвездия Геркулес	8,28–12,0
Циклопериод	Обращение Солнечной системы вокруг созвездия Геркулес	33,12–48,0
Галактический год* (первый мегацикл)	Возмущения со стороны ядра	165,6–240

* Соответствует крупным орогеническим эпохам: альпийской, герцинской, каледонской.

Конкретные проявления цикличности в тектонике, седиментогенезе, магматизме и метаморфизме взаимосвязаны и, по-видимому, являются следствием единой причины. Эта причина не может быть обусловлена внутренним развитием Земли, поскольку пришлось бы предположить чрезмерно сложно запrogramмированный механизм развития Земли. Во всяком случае, пока неизвестна тектоническая концепция, способная объяснить обсуждаемые закономерности. Вместе с тем, совокупность данных о совпадениях периодов геологических процессов с астроно-

мическими не оставляют сомнения в том, что в тектоническом развитии Земли участвуют силы взаимодействия нашей планеты с окружающими ее астрономическими объектами. Не останавливаясь пока на конкретном выражении этих сил и их роли в тектогенезе Земли, отметим, что без их учета вряд ли возможно создание реальной тектонической концепции, объясняющей все наблюдаемые закономерности. Значительный вклад в обоснование этого утверждения сделали Г.П. Тамразян [189], П. Н. Кропоткин и Ю.А. Трапезников [95].

Представляют интерес следующие вопросы:

1) распространяется ли описанная выше периодичность синхронно на всю нашу планету или она наблюдается в отдельных относительно крупных регионах?

2) наблюдается ли изменение общего темпа движения земной коры в геологической истории?

Мнения исследователей по первому вопросу достаточно разноречивы. В частности, Г. Штилле (1924 г.), введший понятие фаз орогенеза (складкогообразования), пришел к выводу, что фазы орогенеза распространены по всей Земле и являются по-всеместно строго синхронными.

Имеются сведения, что время проявления крупных орогенических эпох во внеевропейских и внеамериканских регионах заметно отличается от установленного в Европе и Северной Америке и что во многих случаях оно приходится на интервалы геологического времени, характеризующиеся по обе стороны Северной Атлантики относительно спокойным развитием с преобладанием не поднятий, а погружений [216, 244]. Эти и подобные им факты привели А.Л. Яншина [244] к выводу об отсутствии планетарных орогенических эпох. Исходя из представлений о «скольжении» во времени проявлений орогенеза в разных регионах, он считает, что в истории развития Земли в целом не было тектонически спокойных эпох, а, следовательно, и эпох повышенной интенсивности тектонических движений.

В.Е. Хайн [216], специально изучавший эту проблему, пришел к следующему заключению, объясняющему приведенные выше противоречия: эпохи интенсивного тектогенеза имеют глобальное распространение, но их относительное значение, степень и характер проявления в разных регионах существенно различаются; глобальное значение имеют тем более и циклы тектогенеза, возрастные рамки которых, однако, в пределах разных регионов могут заметно различаться в результате сдвига стадий развития, тем не менее, в планетарном

масштабе границы циклов занимают определенное положение благодаря статистическому усреднению.

Представляется уместным привести утверждение Г.Ф. Лунгергаузена [105], который, касаясь противоречий в оценке значений фаз тектогенеза, отметил, что речь не идет о постоянстве и выдержанности масштаба явлений. Крупным фазам складчатости орогенных зон могут отвечать на платформах или в складчатых областях другого типа и возраста лишь слабые тектонические подвижки, перерывы в накоплении осадков, размыты, наконец, быстрая трансгрессия или регрессия моря, вообще явления, которые при всем своеобразии и особенностях нарушают установившийся ход геологической эволюции данной области и образуют по отношению к главным тектоническим fazам оротипических зон или оротипам, строго синхронный комплекс. К этому утверждению вернемся еще раз в следующем разделе.

Касаясь второго вопроса, ограничимся сравнением интенсивности современных движений земной поверхности со скоростями активного осадконакопления при образовании геосинклиналей в предыдущие геологические эпохи. Известно [10], что максимальные скорости осадконакопления в геосинклиналях характеризуются долями миллиметра в год. В связи с этим на первый взгляд кажутся парадоксальными скорости современных вертикальных движений земной поверхности, достигающие нескольких миллиметров в год, а иногда и превышающие сантиметр в год. Представляется, что разгадку этого кажущегося противоречия можно найти путем анализа результатов многократных нивелировок земной поверхности и данных об изменении отметок уровняемых пунктов на побережьях морей и океанов.

В качестве примера рассмотрим результаты трехкратных нивелировок по трассе Йыемяхтме — Йыхви (Балтийский щит), выполненных в период с 1934 по 1964 г. [69], приведенные на рис. 58. Результаты повторных нивелировок характеризуют смещение реперов на два примерно одинаковых интервала времени (14 и 16 лет). Значения скоростей на рисунке не приводятся, но их легко можно вычислить.

Обращает на себя внимание следующее.

1. Наблюдается определенная выдержанность осредненных направлений обоих графиков (на рис. 58 изображены штрих-пунктирными линиями), свидетельствующая об общем «перекосе» земной поверхности в изучаемом районе.

2. Амплитуды вертикальных перемещений земной поверхности в разные интервалы времени резко разнятся между собой,

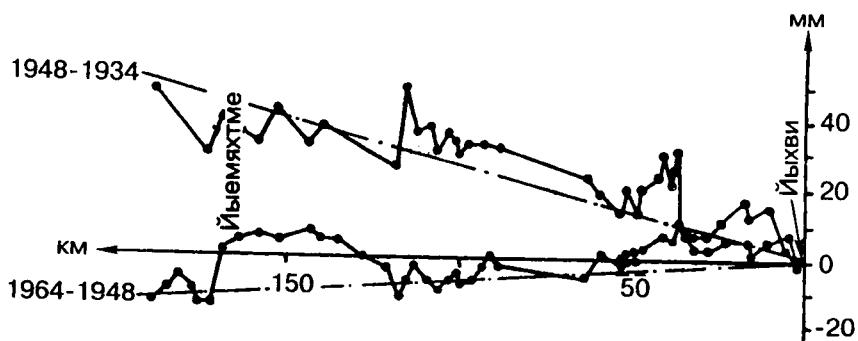


Рис. 58. Смещение реперов трассы Йысмяхтме—Йыхви за период с 1934 по 1964 г.

что свидетельствует об изменении скорости и даже направления движения блоков тектоносферы в течение этих интервалов. Следовательно, наряду с направленным перемещением блоков имеет место наложенная, достаточно высокочастотная компонента, период которой соизмерим или меньше изучаемого интервала времени.

3. Из особенностей кривых смещения реперов следует вывод о резко дифференциированном характере вертикальных движений земной поверхности, свидетельствующий о «микроблоковом» строении верхней части тектоносферы, хотя речь идет о Балтийском щите.

Получаемые в результате многократных нивелировок фактические данные о скоростях движения земной поверхности, аналогичные приведенным на рис. 58, легко объясняются в предположении, что эти движения представляют собой совокупность направленного перемещения, характеризующего современную тенденцию поднятия или опускания изучаемой системы блоков, с наложенными на него переменными по знаку (возможно, циклическими) компонентами движения, характеризующимися спектром периодов, изменяющихся от одного года до, по крайней мере, десятков лет [197].

В.А. Матцкова [119] на основании анализа 22 тыс. км трехкратных нивелировок и данных уровнемерных наблюдений в пятидесяти пунктах с интервалами исследований от 5 до 80 лет пришла к выводу о наличии периодической слагаемой вертикальных движений земной поверхности с полупериодом 18,6 лет. Для выявления более высокочастотных слагаемых движений нужны более детальные наблюдения, а для выявления длиннопериодных компонент — наблюдения большей продолжительности.

В заключение подчеркнем, что проблема цикличности геологических процессов на Земле, протекающих на фоне направленного ее развития, взаимосвязь этих процессов с внешними астрономическими явлениями, не имеющая удовлетворительного объяснения с позиций традиционных представлений, послужила третьей предпосылкой для создания концепции, в которой существенную роль должен играть в н е ш н и й источник сил тектогенеза. Добавим к этому, что описанная в разд. 2 цикличность изменения магнитного поля Земли и определенное совпадение периодов этой цикличности с периодами геологической и астрономической цикличности невольно наводят на мысль о возможно едином механизме тектогенеза и возникновения геомагнитного поля.

4.4. Новая модель геоизостазии

Форма нашей планеты (геоид) весьма близка к фигуре равновесия вращающейся жидкости равновеликой массы (сферионду), заключенной в отдельные оболочки Земли. Сферионд или теоретический геоид мало отличается от сферы и характеризуется величиной сжатия $\epsilon = 1/298,25$, зависящей от угловой скорости и закона распределения масс внутри Земли. При этом, как показал Л.С. Лейбензон [101], закон распределения плотности внутри Земли оказывает весьма малое влияние на отклонение ее формы от теоретической, соответствующей однородной сфере при неизменной скорости вращения и неподвижной оси. Им доказана следующая теорема: какой бы ни был закон плотностей, соглашающийся с теорией Клеро, неоднородность уменьшает сжатие вращающейся упругой сферы против сферы однородной, тоже не сжимаемой, не менее чем на 6,5 % и, вероятно, не более чем на 14%; во всяком случае, не более чем на 20,5 %, что вполне согласуется с известными данными.

Особенностью классических моделей изостазии является замена в них равновесного состояния Земли равновесным состоянием земной коры. Эта замена отвечала уровню знаний о строении нашей планеты, когда земную кору представляли «плавающей» на магме. В настоящее время накоплены фактические данные, выводы из которых противоречат основным положениям рассматриваемой концепции. Остановимся на некоторых из них.

Исходя из современных представлений о строении Земли, нельзя считать правомерной замену ее равновесного состояния

равновесным состоянием земной коры. Эта замена представляет собой искусственное обособление одной части планеты от тесно связанной с ней остальной ее части. При изучении равновесного состояния Земли ее надо рассматривать как единую систему.

Принятие первого тезиса неизменно влечет за собой принятие второго, сущность которого заключается в следующем. До тех пор, пока решались частные геодезические задачи на ограниченных территориях или изучались особенности геологического строения отдельных районов, пренебрежение изменением ротационного режима Земли в какой-то мере можно было считать оправданным. Но коль скоро ставится задача изучения равновесного состояния планеты в целом, определяемого ротационным режимом Земли (положением оси вращения, угловой скоростью и др.), не учитывать его изменения, по-видимому, нельзя.

Введем понятие равновесного состояния Земли в целом, назвав его *геоизостазией*. Геоизостазии должно соответствовать такое состояние Земли, которое она приняла бы, если бы слагающий ее субстрат в пределах каждой оболочки стал жидким, не смешиваясь. В этом случае нашу планету можно было бы охарактеризовать совокупностью уровенных поверхностей, представляющих собой систему сфероидов со все уменьшающимися коэффициентами сжатия, в формировании которых участвуют массы всей Земли, включая гидросферу и атмосферу. Строго говоря, в достижении геоизостазии должны участвовать и все физические поля Земли. Для практических целей существенное значение имеет сфероид, наиболее близко совпадающий с геоидом.

Рассмотрим условия достижения геоизостазии. В качестве условия равновесия Земли эквивалентного закону Паскаля, использовавшемуся в классических моделях изостазии земной коры (литосферы), с учетом малости величины параметра ϵ , можно принять равенство веса секторов Земли, вырезанных одинаковыми центральными телесными углами $\Delta\Omega$ (рис. 59, *a*). Количественно это условие соответствует интегральному выражению [199, 279]

$$\Delta\Omega \int_0^{\infty} \sigma(r) g(r) r^2 dr = \text{const}, \quad (22)$$

где $\sigma(r)$ — изменения плотности в пределах изучаемого сектора Земли; $g(r)$ — ускорение свободного падения в точках сектора на расстоянии r от центра Земли.

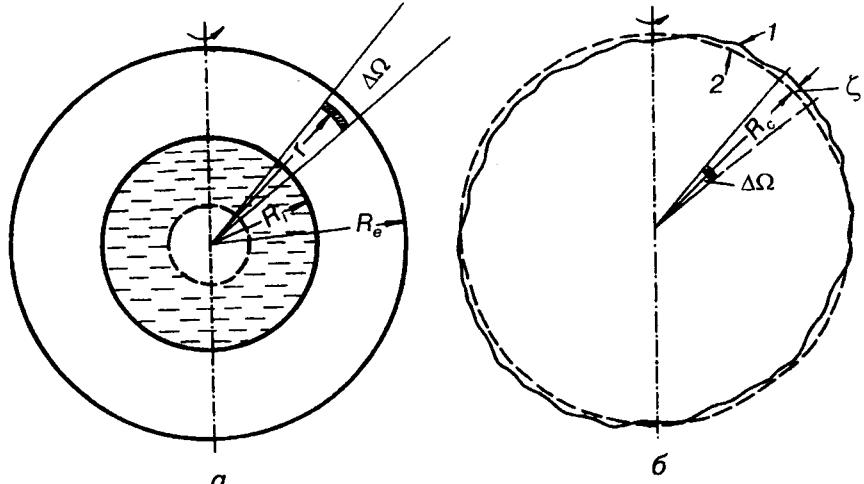


Рис. 59. К определению геоизостазии:

1 — геоид; 2 — сфероид

Выражение (22) можно представить также в виде трех интегралов

$$I_1 + I_2 + I_3 = \text{const}, \quad (23)$$

где

$$I_1 = \Delta\Omega \int_0^{R_i} \sigma(r)g(r)r^2 dr; \quad I_2 = \Delta\Omega \int_{R_i}^{R_e} \sigma(r)g(r)r^2 dr; \quad I_3 = \Delta\Omega \int_{R_e}^{\infty} \sigma(r)g(r)r^2 dr;$$

R_i — внутренний радиус мантии Земли; R_e — внешний радиус мантии Земли.

Практически, исходя из представлений о квазижидком внешнем ядре (см. рис. 59, а), величину I_1 можно считать постоянной. Справедливость этого утверждения непосредственно вытекает из известной теоремы: в случае равновесия жидкости уровенные поверхности являются в то же время и поверхностями равного давления [124]. При решении вопроса о равновесном состоянии мантии Земли значениями интеграла I_3 , характеризующими атмосферное давление на земной поверхности, в связи с их малостью по сравнению с I_2 , можно пренебречь. С учетом приведенных замечаний выражение (22) принимает вид

$$\Delta\Omega \int_{R_i}^{R_e} \sigma(r)g(r)r^2 dr = \text{const}. \quad (24)$$

Вторым условием достижения геоизостазии примем равенство потенциала в каждой точке Земли его теоретическому значению, соответствующему введенному определению геоизостазии. Практически выполнение этого условия удобней проверять на поверхности Земли, а вместо значений потенциала воспользоваться отметками геоида R_t и сфериода R_c . Разность этих отметок ζ можно принять в качестве критерия уравновешенности Земли (см. рис. 59, б). В частности, согласно введенному определению геоизостазии геоид можно признать находящимся в состоянии равновесия при условии выполнения равенства

$$\zeta = R_t - R_c = 0. \quad (25)$$

В самом деле, если бы геоид стал жидким, т.е. ослабилась бы взаимосвязь между слагающими его твердыми частицами, то он принял бы фигуру равновесия — сфероид. Однако, поскольку существуют отклонения геоида от сфероида, обусловленные неоднородностями строения Земли, то должны существовать и напряжения, стремящиеся выровнять эти неоднородности, привести их в соответствие с фигурой ее равновесия. При этом, естественно, закон распределения напряжений будет определяться функцией отклонения геоида от соответствующего ему сфероида.

Чтобы оценить современное состояние уравновешенности Земли, обратимся к карте высот геоида (см. рис. 3). Судя по относительно небольшим отклонениям геоида от соответствующего ему сфероида ($-110+78$ м), можно подтвердить вывод о том, что Земля в основном уравновешена.

Наблюдается полное отсутствие корреляции высот геоида с расположением материков и океанов. Из этого весьма любопытного факта можно сделать, по крайней мере, два вывода.

1. Топографические массы, которым в классической концепции изостазии отводится существенная роль, не могут приниматься в качестве определяющих изостатическое состояние Земли.

2. Судя по поведению высот геоида на материках и океанах, нельзя оправдать представления некоторых исследователей о резком различии в строении континентальной и океанической земной коры.

Приняв за критерий уравновешенности Земли величину отклонения геоида от сфероида ζ , можно определить направленность геологического развития тектоносферы. Она должна

быть такой, чтобы «утяжелять» области с отрицательными значениями ζ и «облегчить» области с положительными значениями ζ . Назовем возможные физико-геологические процессы, участие которых в достижении геоизостазии наиболее вероятно.

Утяжеление отдельных областей Земли может быть осуществлено в результате следующих физико-геологических процессов: подъема блоков тектоносферы, приводящих к увеличению отметок геоида, заполнения опущенных участков геоида водой; оледенения участков земной поверхности; «пропитывания» гранитной оболочки более тяжелыми базальтоидами и гипербазитами (дайкообразование); образования траппов (платобазальтов); возможного перемещения глубинных границ вверх вследствие фазовых переходов вещества в мантии типа базальт \rightleftharpoons эклогит.

Разгрузка отдельных областей Земли может быть осуществлена в результате протекания следующих процессов: опускания блоков тектоносферы, приводящего к уменьшению отметок геоида; денудации выступающих блоков тектоносферы или таяния на них льда, возникшего в предыдущую эпоху оледенения; заполнения верхних частей блоков тектоносферы легкими магматическими образованиями кислого состава (гранитизация); возможного перемещения глубинных границ вниз вследствие фазовых переходов вещества в мантии типа базальт \rightleftharpoons эклогит.

Перечисленные выше процессы реализуются в рамках законов, установленных И.Г. Клушиным на основании принципа наименьшего действия [83]. В частности, им показано, что в пределах достаточно крупных секторов Земли местные изменения их радиусов должны обязательно сопровождаться вертикальным перераспределением плотности. Физическим законом, регулирующим перераспределение плотности в пределах секторов Земли, вырезанных телесными углами $\Delta\Omega$, является закон сохранения момента количества движения. В его интегральное выражение входит расстояние участующих масс от центра планеты r в четвертой степени. Следовательно, наиболее существенным значением момента количества движения обладают массы геосфер, удаленных от центра больше, чем на 0,8 радиуса Земли. В частности, момент количества движения Земли почти наполовину определяется массами, сосредоточенными в интервале глубин от 0 до 800 км, соответствующем тектоносфере.

4.5. Известные тектонические гипотезы, основанные на ротационном режиме Земли

Первые предложения об использовании в астрономии векового замедления вращения Земли для объяснения ее деформаций были высказаны еще в конце прошлого — начале нынешнего столетия и связаны с именами Дж. Дарвина, Л.С. Лейбензона и др. Подробное описание этих предложений можно найти в монографии Б.Л. Личкова [103]. Использование данных о перемещении оси вращения (полюсов) относительно поверхности Земли для объяснения деформаций тектоносферы относится к более позднему времени. Важнейшие работы в этой области принадлежат Ф. Венинг-Мейнесу [282] и А. Шайдеггеру [273].

В настоящее время наибольшее распространение имеет ротационная гипотеза структурообразования, в основе которой лежит изменение угловой скорости вращения Земли. Определенный вклад в ее развитие внесли Л.С. Лейбензон [101], В.А. Цареградский [224], Г.Н. Каттерфельд [80] и особенно М.В. Ставас [183]. Суть развивающейся ими ротационной гипотезы заключается в следующем. Изменение угловой скорости вращения Земли должно приводить к изменению ее фигуры равновесия (геоизостазии). В частности, в результате векового замедления вращения уменьшается сжатие Земли, вследствие чего полярные области поднимаются, а экваториальные — сопряженно опускаются. Границами этих областей являются параллели $\sim 35^\circ$ (критические). Схема распределения возникающих при этом напряжений приведена на рис. 60, а.

Разрядка указанных напряжений, по утверждению Л.С. Лейбензона [101], должна происходить «этапами, прерывисто». Им вычислена величина необходимого удлинения суток для достижения напряжений в тектоносфере, соответствующих пределу упругости, оказавшаяся равной 11 мин. Весьма примечательно, что такое удлинение суток соответствует интервалу времени порядка 35—40 млн лет, т.е. известному тектоническому циклу второго порядка. В результате разрядки напряжений возникают линейные тектонические структуры, в частности, разломы тектоносферы преимущественно широтно-меридионального направления. Это подтверждается известными фактическими геологическими данными, что свидетельствует о реальности возникновения такого рода напряжений.

Можно ли считать эти напряжения единственным или главным источником сил, необходимых для формирования структур в

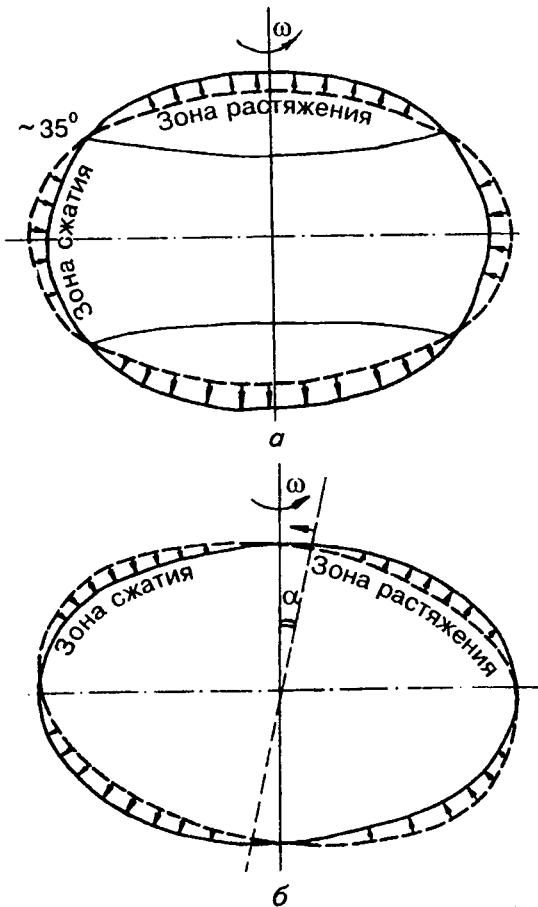


Рис. 60. Схемы распределения напряжений в тектоносфере при изменении скорости вращения Земли (а) и при изменении положения оси ее вращения (б)

изображено на рис. 60, а, а изменение положения оси вращения — только к их переориентировке.

В процессе непрерывного изменения обоих параметров напряжения в тектоносфере достигают предела упругости, в результате чего происходит их разрядка, выражаяющаяся в образовании разломов тектоносферы и сопутствующих им геологических явлений. Такая модель тектонического процесса должна приводить к возникновению линейных структур, располагающихся вдоль критических палеоширот и палеомеридианов, соответствующих эпохе

тектоносфере? Наверное нет, поскольку разрядка подобных напряжений не может объяснить возникновения многих достаточно хорошо изученных структур различных диагональных направлений. Для объяснения возникновения такого рода структур можно попытаться совместить описанный выше эффект с перемещением оси (полюсов) вращения Земли относительно ее поверхности [208, 225 и др.]. При одновременном изменении параметров ротационного режима Земли (угловой скорости и положения оси вращения) предполагается, что замедление вращения Земли приводит к возникновению напряжений в тектоносфере, распределение которых схематически

разрядки напряжений. По отношению к географической сетке эти структуры должны быть ориентированы под определенными углами. Последующие исследования привели нас к заключению, что такая модель тектонического процесса является слишком упрощенной.

Г.Д. Хизаношвили [220], А.В. Солицев [181] и др. предложили использовать для объяснения геологических явлений разрядку напряжений, возникающих в результате перемещения оси (полюсов) вращения Земли (см. рис. 60, б). Ниже будет показано, что эти напряжения так же, как и напряжения, обусловленные изменением угловой скорости вращения Земли, несомненно, имеют место. Вопрос о соотношении вкладов этих напряжений в формирование структур тектоносферы пока остается открытым. Он может быть решен только аналитически для соответствующих упрощенных моделей Земли. Фактические геологические данные свидетельствуют о том, что значительную роль в этом играет тектонический фактор, обусловленный перемещением полюсов Земли. Это обстоятельство послужило одной из предпосылок развития Новой ротационной гипотезы структурообразования, в основу которой положено представление о возникновении напряжений за счет изменения положения оси вращения Земли относительно ее тела (см. рис. 60, б).

Раздел 5

СУЩНОСТЬ НОВОЙ РОТАЦИОННОЙ ГИПОТЕЗЫ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ И ЕЕ ОБОСНОВАНИЕ

5.1. Физическая сущность Новой ротационной гипотезы структурообразования

При перемене положения оси вращения Земли ее фигура должна меняться, приспосабливаясь к новым условиям ротационного режима. Надо полагать, что в действительности дело обстоит наоборот — меняет свое положение Земля по отношению к практически неподвижной в пространстве оси вращения. Однако для удобства изложения будем пользоваться первым представлением. Физическая сущность явления от этого не меняется.

В первую очередь, рассмотрим механическую сторону влияния изменения положения оси вращения Земли на деформацию тектоносферы. На рис. 61, *a* схематически изображено два контура земной поверхности в плоскости перемещения оси вращения, соответствующие одинаковой угловой скорости вращения Земли, но разному положению оси ее вращения, отличающемуся на некоторый малый угол α . Штриховой линией показано первоначальное положение Земли, а сплошной — новая фигура Земли, приспособленная к новому положению оси вращения в более позднее время.

Из анализа астрономических и палеомагнитных данных перемещения оси (полюсов) вращения следует, что траектория движения полюса представляет собой сложную кривую, характеризующуюся поступательным движением по поверхности Земли с наложенными на него близкими к круговым циклическими движениями с периодами разных порядков. Циклические составляющие самого высокого порядка имеют средний радиус около $0'',1$, а период — 1 год. Циклические составляющие первого порядка для фанерозоя имеют средний радиус около 15° , а период — галактический год (эру). По внешнему виду траектория движения полюса должна напоминать систему удлиненных циклоид, наподобие изображенной на рис. 20, *в*, осложненную петлями высших порядков.

Напряжения, возникающие в тектоносфере в результате изменения положения оси вращения Земли, могут быть определены

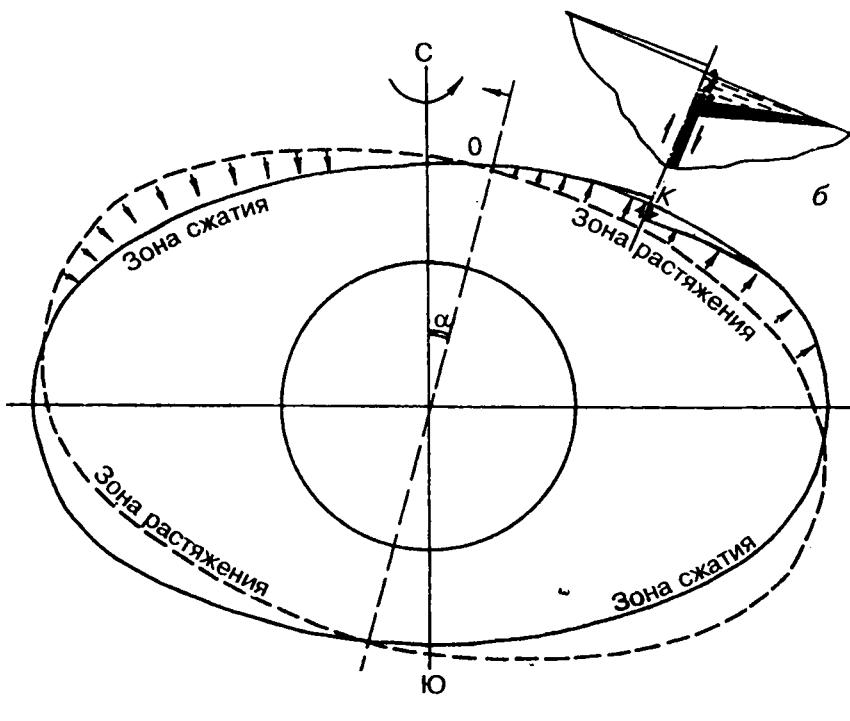


Рис. 61. Схема возникновения и разрядки напряжений в тектоносфере за счет изменения положения оси вращения Земли относительно ее поверхности

путем решения задачи механики о преобразовании одного равновесного эллипсоида, изображенного на рис. 61, *a* штриховой линией, в другой, изображенный на том же рисунке сплошной линией, при заданном угле α . Это достаточно сложная, но вполне разрешимая задача. К сожалению, ее решением мы пока не располагаем.

Довольно строгую качественную картину распределения напряжений в тектоносфере, обусловленных поступательным перемещением оси (полюсов) вращения, можно получить для дифференциально малых значений угла α . В этом случае, в соответствии с законом Гука, возникающие напряжения μ можно принять пропорциональными деформациям d . На рис. 61, *a* показано распределение этих напряжений вдоль главного сечения земного эллипсоида. В двух противоположных квадрантах, в направлении кото-

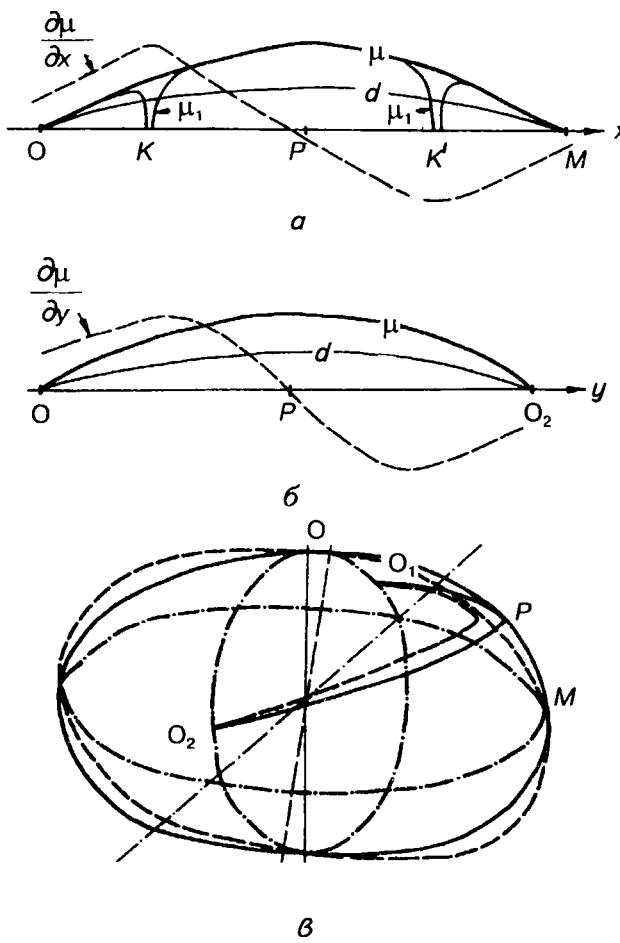


Рис. 62. Эпюры напряжений на поверхности Земли вдоль линий OPM (а), O_1PO_2 (б) и положение этих линий на земном эллипсоиде (в)

угла α должны возрастать все ординаты кривой μ . Логично предположить, что достижение ими значения предела упругости в верхней части тектоносферы должно привести к разрыву сплошности слагающих ее пород (разломообразованию). Для определения начальных и последующих точек разломообразования, по-видимому, недостаточно знания законов распределения напряжений в тектоносфере. Необходимы представления о законах разрядки этих напряжений. Все это должно входить в задачу механики деформации упруго-вязкого равновес-

ных происходит перемещение полюсов, образуются зоны сжатия, а в двух других — зоны растяжения. На рис. 62, а, б приведены графики изменения деформаций и соответствующие им эпюры напряжений в зоне растяжения вдоль линий OPM и O_1PO_2 , а на рис. 62, в — положение этих линий на земном эллипсоиде.

Из рис. 61, а следует, что при заданных углах α напряжения вдоль меридиана увеличиваются с удалением от оси вращения (точка O) и от экватора (точка M). При увеличении

ного эллипсоида. Однако, как уже указывалось, пока строгого решения такой задачи нет, придется обходиться качественными соображениями. Разрядка напряжений будет определяться не столько их величиной в верхней части тектоносферы, сколько разностью величин в соседних точках по латерали. Наиболее вероятно начальные разломы тектоносферы произойдут не в точках с максимальной величиной μ , а в точках с экстремальными значениями $d\mu/dx$ при определенном критическом угле α_k , когда разность величин μ на некотором интервале в районе этих точек достигнет предела упругости (на рис. 62, *a* — точки K и K').

Образование разлома сопровождается таким перемещением по нему блоков тектоносферы, при котором вновь достигается грубое изостатическое состояние Земли. При этом внешние контуры отдельных блоков будут располагаться вблизи поверхности равновесия (на рис. 61, *a* — сплошная тонкая линия). Другими словами, возникает ситуация, соответствующая описанной выше схеме формирования структур типа геосинклиналей на жестком основании, предложенной ранее Дж. Муди и М. Хиллом [270] с несколько иных позиций. Она показана на выносном сечении рис. 61, *b*.

В процессе разрядки в окрестностях точек K и K' напряжения, естественно, снимаются, а в остальных частях тектоносферы рассматриваемого квадранта — частично сохраняются. Схематически это показано в виде эпюры напряжений μ_1 на рис. 62, *a*. Последующее увеличение угла α приводит к: а) увеличению амплитуд перемещений блоков тектоносферы в точках K и K' ; б) наращиванию напряжений в ненарушенных частях тектоносферы ($OK, KK', K'M$) и в конечном итоге — к новой их разрядке по описанной выше схеме. Так образуется серия разломов тектоносферы, ориентированных в направлении, перпендикулярном к направлению поступательного перемещения полюсов по поверхности Земли (серия широтных разломов). Область возникновения этой серии разломов — центральная часть дуги рассматриваемого квадранта. Следует заметить, что в нижней половине дуги направление относительных вертикальных перемещений блоков тектоносферы противоположно их направлению в верхней половине.

Распределение напряжений в горизонтальном сечении земного эллипсоида на некоторой высоте от центра по линии O_1PO_2 при малых углах α показано на рис. 62, *b*. Обращаясь к эпюре

напряжений на этом рисунке видим, что она аналогична эпюре напряжений, возникающих в вертикальном сечении (см. рис. 62, б). Не повторяя приведенных выше рассуждений, можно сделать вывод: в результате разрядки этих напряжений возникает серия разломов меридионального направления.

Следовательно, результатом разрядки напряжений, обусловленных перемещением оси вращения Земли относительно ее поверхности, является система блоков тектоносферы, образованных разломами двух взаимно перпендикулярных направлений, отстоящих друг от друга на определенных расстояниях. На рис. 63, а приведена теоретическая модель блокировки одного из квадрантов гомогенной тектоносферы, находящегося в режиме растяжения. Знаками «плюс» и «минус» показано направление относительного вертикального перемещения блоков по разломам (плюс — относительно приподнятый край блока, минус — опущенный), а стрелками — направление перекоса блоков относительно уровенной поверхности Земли. Представляется, что достаточно яркой иллюстрацией рассмотренной выше закономерности относительных перемещений блоков тектоносферы могут быть результаты уровнемерных наблюдений на побережье полярных морей (см. рис. 63, б). Обращает на себя внимание четко выраженная дискретность колебаний и периодичность изменения скоростей этих колебаний, которая носит явно планетарный характер.

Несмотря на теоретическую разновременность разрядки напряжений в разных частях рассматриваемого квадранта, в масштабе геологической шкалы времени ее можно считать практически одновременной. Этот акт в дальнейшем будем называть *тектонической активизацией* Земли. За тектонической активизацией следует период относительного покоя. Он отличается преимущественным развитием денудационно-седиментационных процессов, приводящих к пенепленизации активизированных участков земной поверхности и формированием поверхностных структур. Одновременно происходит накопление напряжений в тектоносфере за счет продолжающегося перемещения оси вращения Земли вплоть до достижения ими предела упругости, вновь приводящее к тектонической активизации. В результате новой активизации в рассмотренной выше зоне растяжения на возникшую ранее сетку разломов тектоносферы накладывается новая, подобная первой, но развернутая по отношению к ней под некоторым углом и смешенная по поверхности Земли на величину критиче-

ского угла α_k . Угол разворота сеток будет равен разности азимутов компонент поступательного движения полюса в соответствующие периоды накопления напряжений (рис. 64, а).

Теоретическое значение угла разворота сеток нам неизвестно, а анализ фактических данных по Украинскому, Балтийскому и Алданскому щитам [203 и др.] свидетельствует о том, что в докембрии он изменился от 10 до 18°. Из этих же данных следует, что значение критического угла α_k — угловое смещение областей тектонической активизации по поверхности Земли — также характеризуется величиной порядка 15°.

Приведем один практический пример,

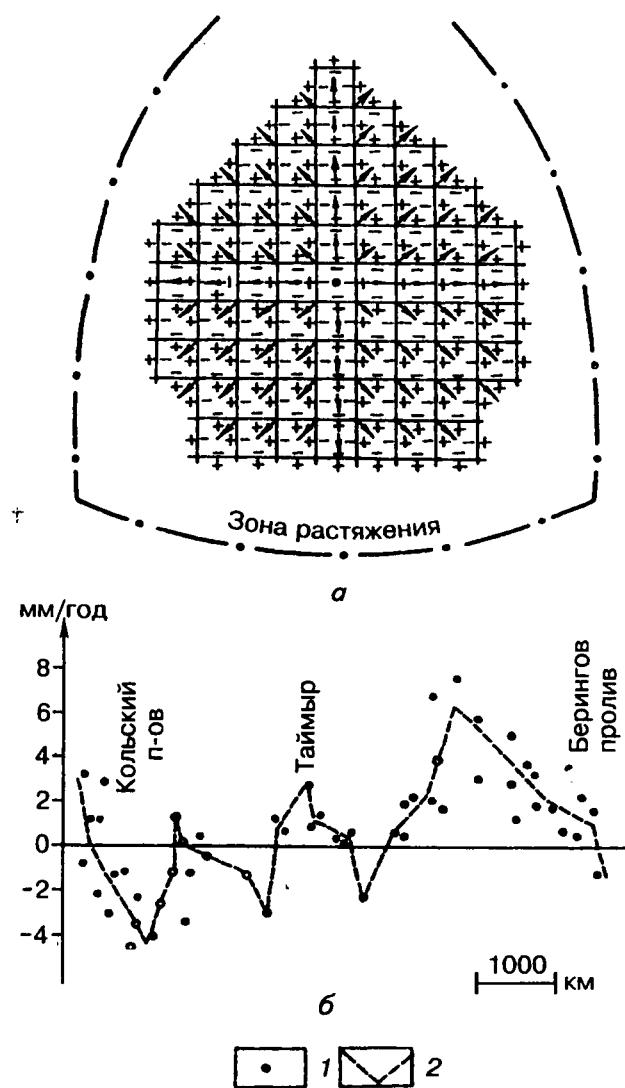
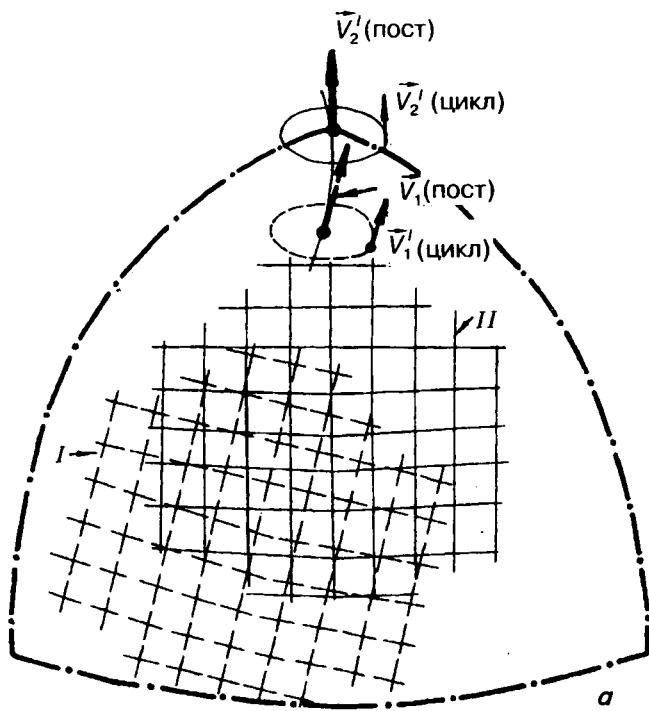
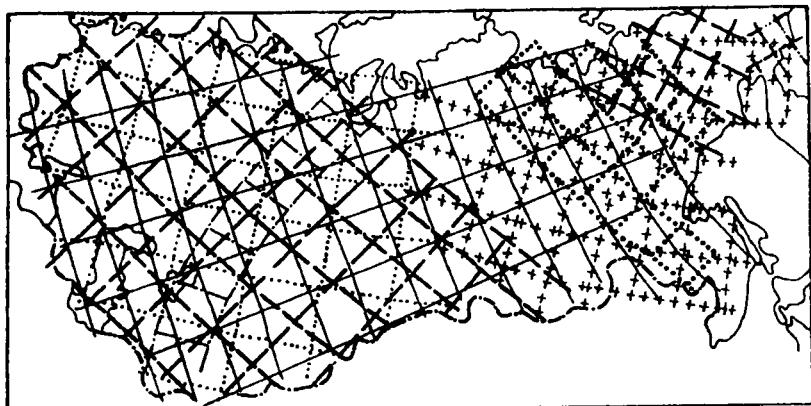


Рис. 63. Схема блокировки тектоносферы за счет поступательного перемещения полюсов (а) и усредненный продольный профиль вертикальных движений побережья полярных морей по А.А.Никонову, 1976 г. (б):

1, 2 — соответственно скорость и осредненная кривая скорости современных вертикальных движений



a



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

b

иллюстрирующий описанную выше схему последовательного образования систем разломов тектоносферы. На рис. 64, б показаны системы разломов, восстановленные А.В. Долицким, В.Н. Луговенко, В.П. Портновой [64] путем интерпретации линейных магнитных аномалий на территории бывшего СССР. Каждой из них авторы приписывают определенный возраст, устанавливаемый ими по совпадению с соответствующим структурным планом тектонических эпох фанерозоя. Не касаясь проблемы достоверности определения возраста систем, отметим ряд важных для нас особенностей: 1) выявлено семь систем разломов; 2) каждая система, характеризующаяся определенной ориентировкой разломов, имеет свой возраст; 3) области проявления различных систем разломов разные, но перекрываются между собой. Этот пример достаточно убедительно иллюстрирует теоретическую схему, изображенную на рис. 64, а. Важно отметить, что результаты, приведенные на рис. 64, б, получены независимо и для других целей.

Интервалы между эпохами тектонических активизаций достаточно достоверно известны только для фанерозоя. Например, периоды между альпийским и герцинским, герцинским и каледонским орогеническими активизациями соответствуют галактическому году. Г.М. Стлас (1973 г.), В.П. Апарин и В.С. Введенков (1976 г.) установили характерную закономерность: названным выше эпохам тектонических активизаций, по данным палеомагнитных определений на Восточно-Европейской и Сибирской платформах, соответствуют максимальные скорости перемещения полюсов по поверхности Земли. Эта закономерность легко объясняется сложением векторов скорости перемещения полюсов: поступательного движения и циклического движения первого порядка, соответствующего периоду обращения Солнечной системы вокруг центра Галактики.

Она позволяет сделать следующие выводы.

1. Достижение предела упругости напряжений, возникающих в тектоносфере, зависит не только от углового расстояния перемещения оси вращения, но и от скорости ее перемещения.

Рис. 64. Схемы возникновения систем разломов в результате последовательного проявления двух активаций (а) и системы разломов фанерозоя (б):

1—7 — системы разломов разного возраста [63]; V_1 , V_2 — скорости компонент поступательного перемещения полюса; V_1' , V_2' — скорости компонент циклического перемещения полюса;
 I , II — сетки разломов соответствующих активаций

2. Условия, благоприятные для достижения напряжений, превышающих предел упругости тектоносферы, могли иметь место, по крайней мере, каждый галактический год. Другими словами, Земля за свою 4-миллиардную геологическую историю должна была пережить не менее 20 тектонических активизаций.

3. Наложение влияний поступательного и циклического перемещений полюса более высоких порядков также может приводить к тектоническим активизациям, но, по-видимому, менее интенсивным и более локализованным в пространстве. Это вывод следует из известных фактических данных по фанерозою.

Рассмотрим подробнее влияние циклических составляющих в траектории движения полюса по поверхности Земли на примере квадранта, соответствующего зоне растяжения (см. рис. 61, а). Особенность циклических составляющих заключается в том, что в течение цикла соответствующего порядка вектор скорости меняет свое направление в пределах каждого участка практически от 0 до 2π . Следствием этого изменения являются: во-первых, смена режимов растяжения и сжатия, накладывающихся на режим, обусловленный поступательной составляющей траектории полюса, и, во-вторых, смена направления относительного перемещения блоков также накладывается на перемещения, обусловленные поступательной составляющей траектории полюса.

Проиллюстрируем эффект наложения относительных вертикальных перемещений блоков на теоретическом примере. На рис. 65, а показан участок траектории полюса, состоящей из поступательной компоненты, осложненной петлями самого высокого порядка (годичными), на рис. 65, б — соответствующий ему график колебания глубины z бассейна осадконакопления, располагающегося в пределах опущенного блока. Приведенный пример иллюстрирует принципиальную сторону проблемы взаимосвязи направленного геологического процесса (в данном случае осадкообразования), нарушающегося влиянием циклических компонент движения полюса. Принятый при этом за направленную компоненту участок траектории практически является частью циклической компоненты следующего порядка. Она регулирует образование ритма или цикла более крупного порядка и т.д.

Итак, циклическость осадкообразования, регулируемая относительными перемещениями блоков тектоносферы, оказывается тесно связанной с петлеобразной траекторией движения полюса по поверхности Земли. Причем так называемым сезонным прослойкам в осадочной толще соответствуют годичные петли траек-

тории полюса, более крупным ритмам осадконакопления — петли следующих порядков и так далее, вплоть до ярусов, систем и эратем.

В связи с тем что петлеобразным участкам траектории полюса с направлением перемещения, обратным направлению составляющей поступательного движения полюса, соответствуют относительные вертикальные перемещения блоков тектоносферы, противоположные тем, которые привели к образованию осадочного бассейна, необходимо подчеркнуть два частных случая.

1. Смена направления вертикального перемещения блоков возвращает выступающий блок (источник терригенного материала) на уровень геоида. Такое положение блоков соответствует перерыву в осадконакоплении.

2. Смена направлений вертикального перемещения блоков меняет ролями выступающий относительно уровенной поверхности геоида блок и блок, в пределах которого происходит осадконакопление. Такое положение называют *инверсией тектонического режима*, сопровождающейся горообразованием и сопутствующими ему процессами.

Остановимся теперь на роли г о р и з о н т а л ь н ы х компонент напряжений, возникающих в тектоносфере за счет перемещения оси вращения. Выше при обсуждении образования поверхностных структур тектоносферы в зоне растяжения была подтверждена упрощенная схема Дж. Муди и М. Хилла (см. рис. 56). Принимая ее за основу, рассмотрим два частных случая, изображенных на рис. 66, а, б, при смене режима р а с тя ж е н и я на режим с ж а т и я . В зависимости от положения оси вращения Земли здесь возможны, по крайней мере, два варианта. Первый из них (см. рис. 66, в) соответствует случаю, когда направление пе-

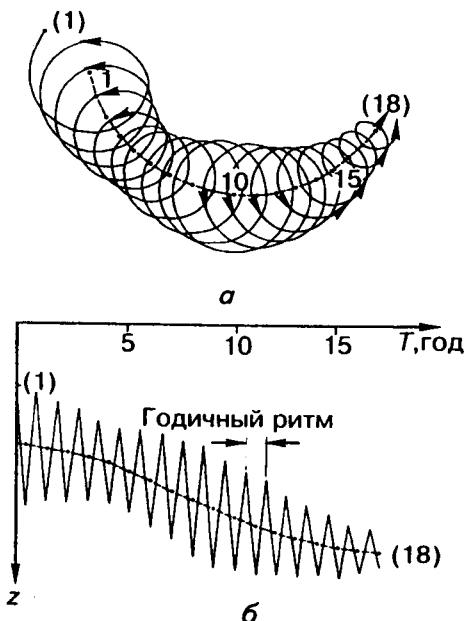


Рис. 65. Участок траектории полюса (а) и соответствующий ему график колебания глубины бассейна осадконакопления (б).

Цифрами указаны условные годы

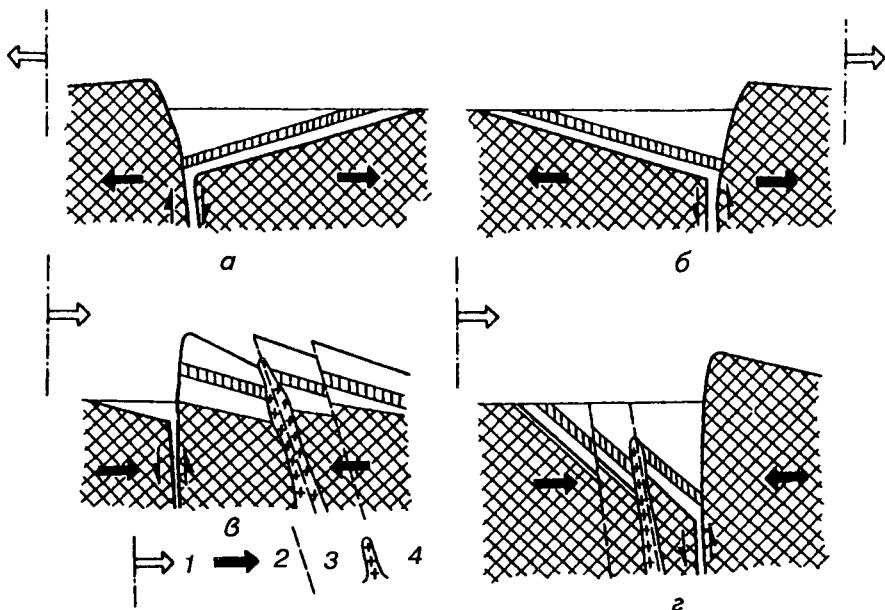


Рис. 66. Элементы формирования геосинклинальных и орогенных структур в условиях последовательной смены режима растяжения на режим сжатия:

1 — положение и направление перемещения оси вращения Земли по отношению к изучаемой структуре; 2 — горизонтальная составляющая вектора напряжения в тектоносфере; 3 — осевые линии надвигов; 4 — палингенные граниты

ремещения блоков фундамента изменяется на обратное по сравнению с режимом растяжения, а второй (см. рис. 66, г) — остается таким же, как и в режиме растяжения.

В первом варианте происходит инверсия тектонического режима, в результате которой осадочный бассейн превращается в ороген. Это превращение осуществляется на фоне горизонтальных сжимающих усилий, приводящих к формированию асимметричной чешуеобразной надвиговой структуры. Образованию отдельных чешуй способствует гетерогенное блоковое основание, а их взаимному надвиганию — горизонтальная компонента напряжений. Кроме того, тепловая энергия трения при относительном перемещении отдельных частей структуры в режиме сжатия вызывает явления палингенеза поверхностных, преимущественно кислых, образований. Достижению высоких температур способствует наличие хорошей теплоизоляционной покрышки, состоящей из осадочных пород. Так возникает гранитоидный магматизм. По этой схеме формируются все орогенные структуры фанерозоя,

претерпевшие инверсию тектонического режима. В качестве типичного примера можно назвать Кавказ.

Во втором варианте (см. рис. 66, г) под действием горизонтальных сжимающих усилий формируются асимметричные структуры синклинирного типа с крутыми углами наклона осадочно-вулканогенных образований, характеризующиеся чешуйчатым строением и надвиговой тектоникой. Так же, как и в первом варианте, в процессе относительных перемещений блоков структуры в режиме сжатия могут возникать палингенные граниты. По этой схеме формируется большая часть докембрийских структур, сложенных железорудными толщами. Типичным примером такой структуры можно считать Криворожский железорудный бассейн.

Роль горизонтальных компонент напряженной тектоносферы не ограничивается описанными выше случаями. В частности, они приводят к образованию сдвигов вдоль глубинных разломов и трансформности самих разломов. Рассмотрим это подробнее. В настоящее время можно считать твердо установленным наличие горизонтальных перемещений вдоль многих, преимущественно крупных глубинных разломов. Первоначально эти смещения устанавливались визуально, геологическими методами. Позже для этих целей начали привлекать геодезические методы, позволяющие получать данные о направлениях и скоростях смещений в современную эпоху. Наиболее изученным горизонтальным сдвигом в мировой практике считается разлом Сан-Андреас в Калифорнии, послуживший в качестве одного из примеров, на базе которого Дж. Муди и М. Хилл разработали теорию возникновения сдвиговых деформаций в условиях гомогенной земной коры [270]. В рамках рассматриваемой нами геотектонической концепции возникновение горизонтальных сдвигов вдоль крупных глубинных разломов можно представить следующим образом (рис. 67, а). Горизонтальные сдвиги вдоль ранее возникших разломов могут иметь место в областях тектоносферы, находящихся в режиме сжатия. Сдвиг происходит под действием суммарной компоненты сжатия данного участка тектоносферы (см. рис. 67, а). Величина сдвига определяется проекцией суммарной компоненты на направление изучаемого разлома. Поле напряжений действует на всю серию ранее возникших разломов, но его разрядка (сдвиг) происходит по наиболее крупному из них, проникающему на большую глубину в мантию, а следовательно, соответствующему наиболее ослабленным участкам тектоносферы. Разрядка горизонтальных напряжений по нему приводит к снятию или, во всяком случае, к значительному ослаблению напряжений в пределах

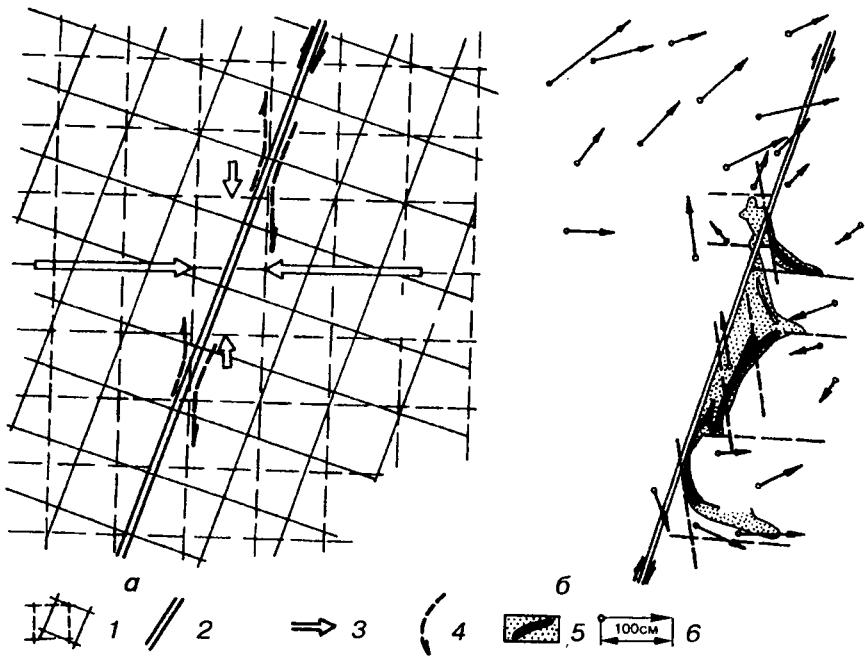


Рис. 67. Схема образования латеральных сдвигов (а) и современный сдвиг вдоль Криворожского глубинного разлома (б):

1 — разломы ранее возникших систем; 2 — крупный разлом, вдоль которого происходит сдвиг; 3 — горизонтальная составляющая напряжений в тектоносфере; 4 — вторичные кулисообразно расположенные структуры; 5 — породы Криворожской структурно-фацальной зоны; 6 — векторы современных горизонтальных смещений триангуляционных пунктов за 21 год (в масштабе)

соседних разломов этой же серии. Вследствие этого горизонтальные перемещения по ним происходить не будут или амплитуды их будут весьма малы. Так осуществляется обособление горизонтальных сдвигов вдоль крупных глубинных разломов.

В этом процессе должны участвовать разломы всех систем, возникших ранее, но их роль в значительной мере определяется взаимоотношением порядка разломов. В частности, опыт изучения известных разломов свидетельствует о том, что сдвиговая компонента напряжений вдоль крупного разлома трансформируется в сдвиги по разломам с азимутами простираций, ближайшими к основному (на рис. 67, а это показано штриховыми стрелками). Этот процесс достаточно хорошо виден на примере современного сдвига вдоль Криворожского глубинного разлома, проходящего в режиме сжатия (см. рис. 67, б). Надо полагать, что аналогичная ситуация в распределении напряжений была и в до-

кембрии в эпоху формирования Криворожской структурно-фацциальной зоны. Под действием компоненты, перпендикулярно к осевой линии этой зоны, деформировалась основная структура по схеме, приведенной на рис. 66, г, а под действием продольных компонент образовались кулисообразно расположенные по отношению к осевой линии вторичные структуры.

С процессом формирования латеральных сдвигов тесно связано образование трансформных разломов. Понятие о трансформных разломах, установленных в акваториях океанов, впервые ввел Дж. Уилсон [286]. Главные особенности трансформных разломов: 1) наличие вдоль них участков поперечного смещения; 2) смещение должно быть результатом неодинаковой скорости раздвигания дна на разные стороны от основного разлома (рис. 68, а). Правда, последнее утверждение устанавливается не непосредственно, а является результатом интерпретации геофизических данных. Нам представляется, что трансформные разломы формируются также под действием планетарного поля горизонтальных напряжений, характеризующегося последовательной сменой режимов сжатия и растяжения. При этом в режиме сжатия происходят относительные поперечные смещения отдельных фрагментов изучаемого разлома вдоль сети ранее возникших разломов, а в режиме растяжения — раздвиг этого разлома и сопутствующие ему геологические явления.

Следует заметить, что сторонники концепции плит считают трансформные разломы специфической особенностью срединно-океанических хребтов и используют их в качестве одного из доказательств «спрединга» дна океанов и дифференциального движения литосферных плит. Большая часть изученных нами [203, 204] глубинных разломов на Украинском щите — типично континентальной области — имеют черты,ственные трансформным. В качестве примера рассмотрим Девладовский разлом. На рис. 68, б приведена схема проявления этого разлома от Криворожья на восток до излучины р. Днепр. Разлом имеет общее широтное простирание и состоит из серии фрагментов, смещенных относительно друг друга. Азимуты поперечных смещений, к сожалению, установить однозначно пока не удается. На рис. 68, б осевые линии поперечных смещений приняты условно в направлении, перпендикулярном к направлению основного разлома. Тем не менее, первая особенность трансформных разломов налицо. Наличие пород дайкового комплекса в пределах разлома свидетельствует о существовании на определенных этапах его формирования режима растяжения, другими словами про-

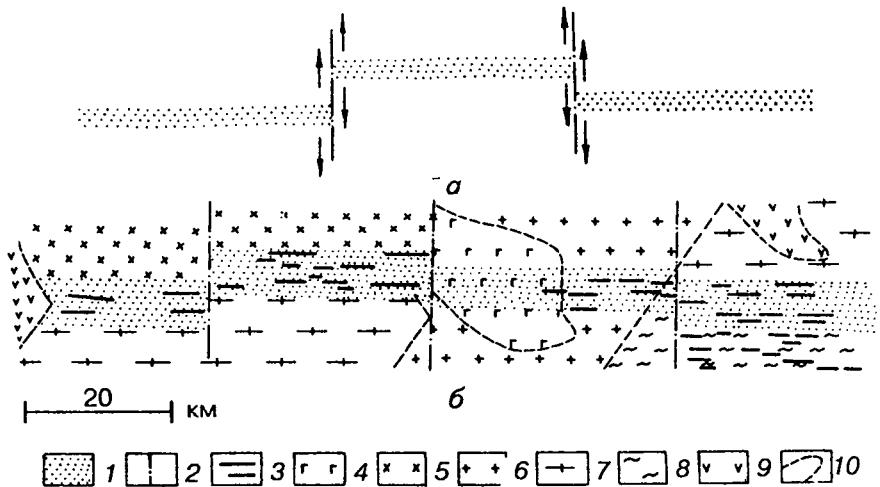


Рис. 68. Пример трансформного разлома:

a — теоретическая модель; *б* — Днепровский разлом (Украинский щит); 1 — след разлома на поверхности Земли; 2 — осевые линии поперечных разломов; 3 — породы дайкового комплекса; 4 — габбро-амфиболиты; 5 — мигматиты днепровские; 6 — граниты плагиоклазовые; 7 — мигматиты плагиоклазовые; 8 — мигматиты запорожские; 9 — породы криворожской и коньско-верховецкой серий; 10 — контуры комплексов пород

является вторая особенность, характерная для трансформных разломов.

Практически во всех изученных нами на Украинском щите системах разломов [203] есть глубинные разломы, характеризующиеся как смещениями осевой линии, так и особенностями, связанными с растяжением тектоносферы. Представляется, что трансформные разломы свойственны не только океанам, но и типично континентальным областям, примером которых может служить Украинский щит.

Небезынтересен вопрос: почему такие разломы не выделялись ранее? Дело в том, что при изучении закрытых территорий геологическими методами невозможно установить (за редким исключением) все особенности пространственных закономерностей разломов. Геофизические методы имеют некоторое преимущество при решении таких вопросов. По-видимому, не случайно трансформные разломы в океанах и подобные им на Украинском щите выявлены именно с помощью геофизических методов. Очевидно, в данном случае речь идет не о новом классе разломов, а о новых свойствах разломов тектоносферы вообще, выявленных в процессе исследований геофизическими методами.

5.2. Геологический аспект Новой ротационной гипотезы структурообразования

В основе предлагаемой гипотезы структурообразования лежат представления о том, что тектонические активизации Земли являются результатом разрядки планетарных напряжений, накапливаемых в тектоносфере в процессе взаимодействия нашей планеты с окружающими ее физическими полями. Вследствие этого пространственное положение основных структур тектоносферы, таких как геосинклинали и платформы, материки и океаны и др., определяется не физическими особенностями тектоносферы или земной коры, а законом распределения названных выше планетарных напряжений в тектоносфере. В частности, геосинклинали должны возникать в зонах растяжения тектоносферы и соответствовать положению экстремальных значений этих напряжений, разрядка которых должна приводить к образованию глубинных разломов первого порядка. Возникновение разломов первого порядка и относительное перемещение по ним блоков, изображенных на выносном сечении рис. 61, *а*, снимает значительную часть напряжений в окрестностях этого разлома (точка *K*). И хотя последующее накопление напряжений вызывает возникновение целой системы разломов тектоносферы (см. рис. 62), амплитуды перемещения блоков по ним значительно меньше, чем в точке *K*. Так обосновываются геосинклинальные области.

Принципиальная схема формирования геосинклиналей на границах блоков, разделенных разломом первого порядка, рассматривалась выше (см. рис. 56, 61, *а*). Естественно, реальный процесс формирования геосинклиналей происходит сложнее. Традиционное «прогибание» тектоносферы представляет собой относительное перемещение блоков фундамента типа изображенного на рис. 69, *а*, к которому приспособливаются формируемые выше осадочно-вулканогенные толщи. Интересно отметить, что и они, будучи вовлечены в последующие движения тектоносферы, чаще всего деформируются по такой же схеме (см. рис. 69, *б*). Следовательно, изображаемые в настоящее время на разрезах плавные изгибы деформированных осадочных толщ не всегда соответствуют действительности и часто являются данью традиционным представлениям в условиях недостаточности фактических данных.

Геосинклинали и платформы. Рассмотрим основные стадии формирования геосинклиналей в течение одного тектонического цикла с позиций Новой ротационной гипотезы структурообразо-

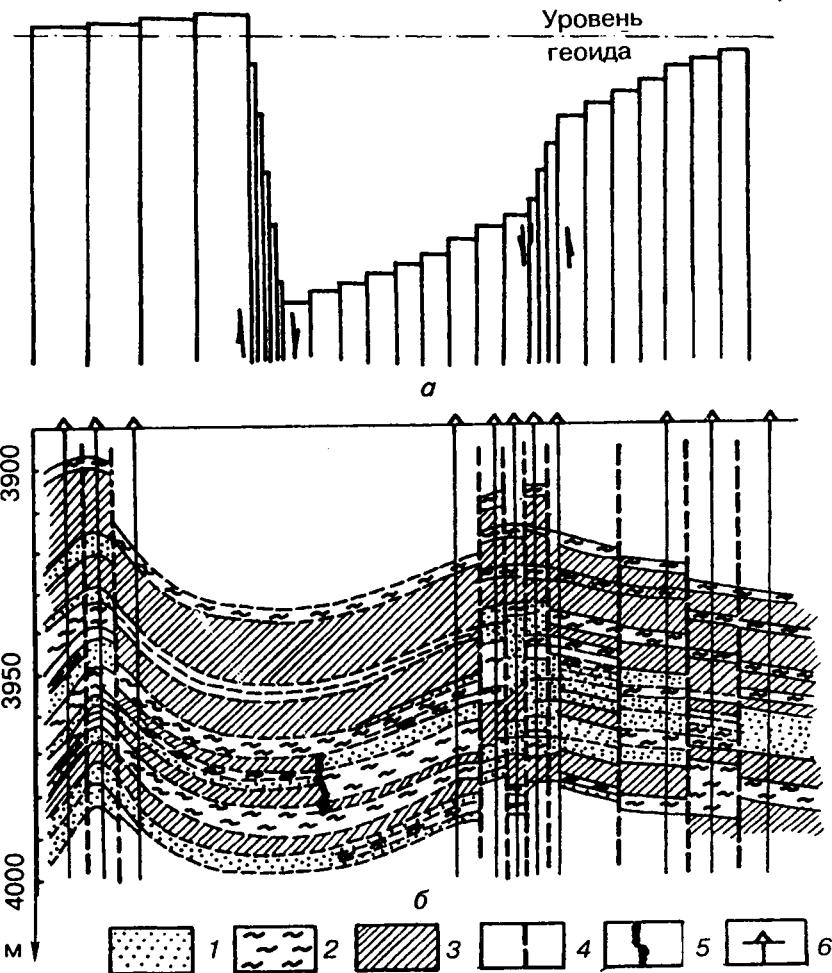
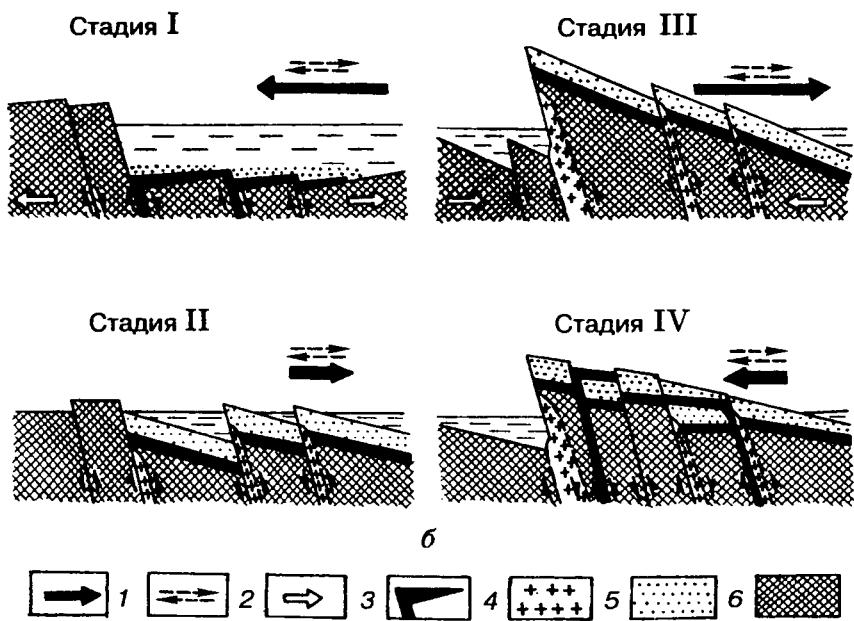
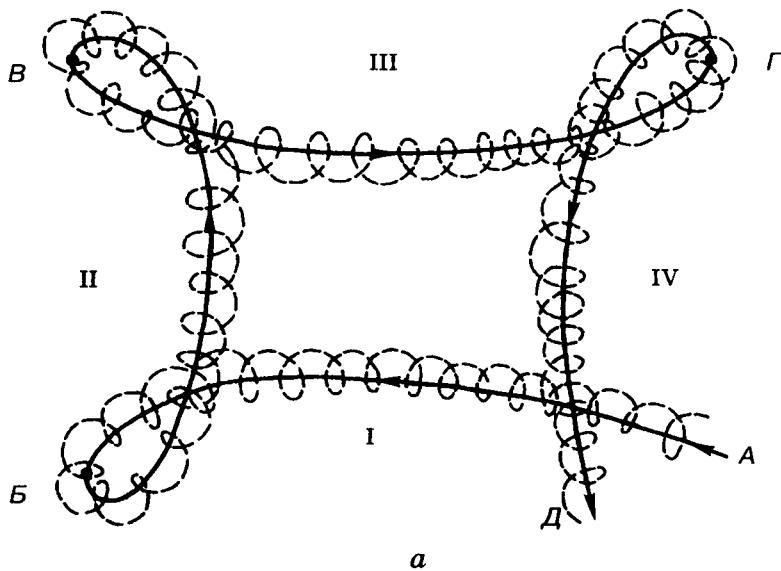


Рис. 69. Принципиальная схема деформации фундамента, соответствующая «прогибанию» земной коры (а) и литологический разрез юрской толщи Солончаковского участка в Предкавказье [135]:

1 — песчаники; 2 — плотные алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — тектонические нарушения; 5 — предполагаемые тектонические нарушения; 6 — скважины

Рис. 70. Вид траектории движения полюса вращения по земной поверхности (а) и соответствующие ей схемы стадий формирования геосинклинальных структур (б):

1 — проекция поступательной компоненты перемещения полюса вращения на направление, перпендикулярное к осевой линии формирующейся геосинклинали; 2 — аналогичные проекции циклических компонент; 3 — господствующее направление горизонтальных напряжений; 4 — магматические образования основного или ультраосновного составов; 5 — магматические образования кислого состава; 6 — терригенно-хемогенные осадочные образования; 7 — блоки основания



вания. Согласно этой концепции, этапы возникновения и развития структур в верхней части тектоносферы в значительной мере определяются поведением траекторий движения полюсов по поверхности Земли. В связи с этим попробуем сопоставить известные закономерности формирования геосинклинальных структур с поведением полюсов вращения.

На рис. 70, *a* изображен общий вид траектории движения Северного полюса вращения по земной поверхности в течение одного галактического года ($2 \cdot 10^8$ лет), какой она представляется в настоящее время [59, 63, 172 и др.]. Сплошной линией на рисунке показаны основные ветви поступательной компоненты перемещения полюса, штриховой — результат осложнения ее циклическими компонентами. Поскольку в дальнейшем влияние циклических компонент разных порядков в деталях не рассматривается, на рис. 70, *a* их порядок не подчеркивается.

На рис. 70, *b* показаны поперечные разрезы геосинклинальных структур, соответствующие разным стадиям их развития. На нем отражены в основном закономерности перемещения блоков тектоносферы и сопутствующие им явления, обусловленные влиянием проекции поступательной компоненты перемещения на направление, перпендикулярное к осевой линии формирующейся геосинклинали. Чтобы лучше подчеркнуть эти закономерности, контуры блоков приведены без учета процессов денудации.

Стадия I цикла — ранняя, или стадия начальных погружений по В.Е. Хайну [217], соответствует участку *AB* траектории движения полюса (см. рис. 70, *a*). Он характеризуется, во-первых, устойчивой во времени проекцией поступательной компоненты на направление, перпендикулярное к осевой линии будущей геосинклинальной структуры, во-вторых, тем, что проекции циклических компонент, осложняющих поступательную, периодически меняют свой знак.

Следствием влияния проекции поступательной компоненты являются накопление напряжений в тектоносфере и последующая их разрядка, приводящая к образованию глубинного разлома и относительному перемещению по нему соседних блоков по схеме, изображенной на рис. 56, *a*, *б*, происходящему в режиме растяжения. Возникновение разлома, проникающего в глубинные области тектоносферы, вызывает их частичное плавление, результатом которого является подводный вулканизм. Состав магм пре-

имущественно основный, но возможен и ультраосновный. Он определяется глубиной проникновения формируемого разлома в тектоносферу и законами селективного выплавления слагающего ее вещества при высоких температурах и резко сниженных давлениях. Так образуется офиолитовая формация, наблюдающаяся в основании геосинклинальных толщ. Ее иногда рассматривают как элемент бывшей океанической коры.

За счет денудации соседних выступающих блоков происходит активное накопление терригенных осадков. Их минералогический состав зависит от состава денудируемых пород и физико-геологической обстановки в бассейне осадконакопления в пределах системы опущенных блоков.

Разность отметок соприкасающихся блоков и их отношение к уровенной поверхности геоида регулируется элементами траектории движения полюса. В частности, устойчивая во времени компонента поступательного движения на участке *AB* (см. рис. 70, *a*) обеспечивает устойчивое опускание системы блоков в основании бассейна осадконакопления. Циклические компоненты движения полюса приводят к частичной смене направлений относительного перемещения блоков и, таким образом, регулируют цикличность осадконакопления. Кроме того, влияние циклических компонент траектории полюса вызывает нарушение общего режима растяжения и локальные смены его режимами сжатия. Это выражается, во-первых, в чередовании вулканогенных и терригенных образований в основании формируемой толщи и, во-вторых, в частичном палингенезе пород кислого состава в верхних частях соприкасающихся блоков тектоносферы за счет тепловой энергии, возникающей в процессе перемещения блоков в режиме сжатия.

К концу стадии I роль циклических компонент траектории полюса, по сравнению с поступательной, усиливается. Это приводит к частным инверсиям направления движения отдельных блоков основания бассейна осадконакопления, следствием которого являются деформации накопленных ранее осадков (складчатости) и внедрение малых интрузий кислого состава. Тем не менее, на стадии I определяющим является процесс направленного перемещения (опускания) блоков. К концу стадии I глубинный разлом, с которым связано формирование геосинклинали, должен достигнуть максимального проникновения в тектоносферу. По-видимому, с этим периодом и связан наблюдющийся в геосинклиналях интрузивный магматизм ультраосновного состава.

Стадия II цикла — зрелая, или предорогенная (по В.Е. Хайну [217]) соответствует участку *БВ* траектории (см. рис. 70, *а*). Основной особенностью этого участка траектории является малая величина проекции компоненты поступательного движения на направление, ортогональное осевой линии формирующейся геосинклинали, на фоне которого приобретают существенное значение проекции циклических компонент траектории полюса. Кроме того, в поступательном перемещении полюса преобладает проекция на направление осевой линии геосинклинали по сравнению с ортогональной ей.

Следствием основной особенности траектории является замена режима активного погружения бассейна относительными колебательными движениями блоков фундамента и уменьшение разности отметок соседних денудируемых блоков. В результате происходит образование флишевой формации, отличающейся равномерным чередованием тонких слоев. При резком сокращении зон размыва повышается роль карбонатных пород, образующих известковую формацию.

Вторая особенность траектории во время стадии II обуславливает достаточно активное относительное перемещение блоков в направлении, перпендикулярном к осевой линии формируемой геосинклинали, которое приводит к изменчивости литологического состава и мощности пород по ее простирации. Эта же особенность может приводить и к образованию магматических формаций, связанных с активизацией поперечных разломов.

Стадия III цикла объединяет раннеорогенную и собственно орогенную стадии (по В.Е. Хайну [217]). Объединенной стадии на рис. 70, *а* соответствует участок траектории полюса *ВГ*. Он характеризуется преобладающим влиянием проекции поступательной компоненты движения полюса, определяющей относительное перемещение блоков. По направлению она противоположна проекции, определяющей режим стадии I (см. рис. 70, *б*). В связи с этим циклические компоненты имеют подчиненное значение. Следствием этой особенности является, во-первых, общая инверсия тектонического режима, протекающая в процессе всей стадии III. Начальные этапы этой стадии характеризуются выступами отдельных блоков в пределах бассейна осадконакопления, небольшими их отметками и относительно малой скоростью их вздыmania, почти равной скорости денудации выступающих блоков. Им соответствует образование нижней молассовой формации, характеризующейся преобладанием тонкообломочных пород. Циклические компоненты регулируют ее ритмич-

ность. Закладываются передовые и предгорные «прогибы», в пределах которых образуются угле- и соленосные молассы. В этот период эфузивный вулканизм с образованием пород основного состава заметно ослаблен. Начинается формирование плутонов гранитоидного состава, образующих батолитоподобные тела палингенно-анатектического происхождения. Указанный процесс длительный и многофазный. Он заканчивается ближе к концу стадии III.

Наиболее активное горообразование соответствует средней части стадии III. Оно характеризуется максимальной скоростью восходящих движений, опережающих скорость денудации и только частично тормозящихся влиянием циклических компонент траектории полюса. Подъем отдельных блоков фундамента и сформированных на них структур осадочной толщи происходит в режиме сжатия и сопровождается формированием надвиговых структур. Параллельно с ростом горных сооружений идет углубление передовых и тыльных прогибов. Продукты размыта растущего горного сооружения образуют верхнюю молассовую формуацию, характеризующуюся более грубообломочным материалом по сравнению с нижней. Магматические образования представлены уже упоминавшимися батолитами гранитоидов и, по-видимому, тесно связанными с ними малыми интрузиями порфировой формации.

Стадия IV цикла, по нашему мнению, включает заключительный этап стадии IV и посторогенную стадию V (по В.Е. Хайну [217]). На траектории движения полюса ей соответствует участок ГД (см. рис. 70, а), в начале которого расположен небольшой отрезок, характеризующийся наличием поступательной компоненты, приводящей к частичной смене направлений перемещения блоков и смене режима сжатия на режим растяжения. Ему соответствует формирование внутренних впадин и сопутствующий им финальный (по Г. Штилле) базальтовый вулканизм. Основной особенностью траектории движения полюса на участке ГД является преобладающее значение проекции поступательной компоненты на направление осевой линии формирующейся геосинклинали по сравнению с проекцией на ортогональное направление. Этой особенностью обусловлены малые относительные вертикальные движения блоков по продольным разломам, регулируемые, по существу, только циклическими компонентами, и возможные перемещения блоков по поперечным разломам, приводящие к образованию новых наложенных структур типа грабенов. Вдоль разрывов, ограничивающих грабены, происходят

излияния базальтовой магмы. В заключительную стадию IV, иногда называемую тафрогенной, происходит активная денудация горных сооружений, а в конечном итоге — выравнивание рельефа и переход к платформе.

В связи с изложенной выше схемой полного цикла развития геосинклинальных структур, совершающегося в течение галактического года, интересен ряд следующих вопросов.

1. Насколько формируемые геосинклинальные структуры однотипны и все ли они проходят описанные выше стадии?

2. Насколько синхронны тектонические циклы на Земле?

3. Какова роль предыдущих циклов в формировании геосинклинальных структур?

Отрицательный ответ на первый вопрос следует непосредственно из анализа известных геосинклинальных структур, одни из которых проходили стадию инверсии тектонического режима, другие — не проходили. Объяснение этого явления с позиций рассматриваемой концепции рассмотрено в предыдущем разделе.

Касаясь второго вопроса, следует отметить, что с позиций развиваемой концепции разрядка планетарных напряжений, возникающих в тектоносфере за счет ротационного режима Земли, в масштабе геологического времени происходит практически одновременно, но по-разному в различных частях нашей планеты. Режиму растяжения в одних частях соответствует режим сжатия в других (см. рис. 61). Каждый из них в местах активной разрядки приводит к соответствующему относительному смещению блоков тектоносферы. И, наконец, существуют области относительно спокойной тектонической обстановки, в пределах которых напряжения не достигают величин, приводящих к активной разрядке (на рис. 61, *a* — область ЛМН). В свете сказанного выше становятся понятными кажущиеся противоречия, на которые ссылались Н.А. Штрейс [238], А.Л. Яншин [244] и др., а также спровоцированность позиции Г.Ф. Лунгерсгаузена [105], изложенные в первом разделе.

Сложнее ответить на третий вопрос. Дело в том, что в настоящее время наиболее хорошо изучены фанерозойские геосинклинали, но детальный анализ их особенностей, как это будет показано в следующем разделе на примерах Урала и Кавказа, свидетельствует о том, что в большинстве случаев в формировании герцинских и альпийских структур участвуют разломы, заложенные в докембрий. Вместе с тем оказалось, что унаследование влияния предыдущих эпох тектогенеза подчиняется определенным законам. Некоторые из них будут рассмотрены ниже.

Остановимся на определении и характеристике континентальных платформ. Платформы представляют собой крупные глыбы тектоносферы, в пределах которых отсутствуют явно выраженные геосинклинальные системы или их орогенические аналоги. Эти системы обрамляют платформы. С позиций рассматриваемой концепции платформы представляют собой сегменты тектоносферы, в пределах которых в процессе тектонических активизаций напряжения не превышают определенного предела (на рис. 61 это области типа ЛМН). Они характеризуются слабыми относительными перемещениями блоков фундамента и преимущественно изометричной формой поверхностных структур. Поскольку контрастных перемещений блоков фундамента не происходит, складки в чехле платформы имеют пологие формы.

Вместе с тем, известно, что в пределах современных платформ (древних и молодых) имел место геосинклинальный процесс, в ряде случаев заканчивающийся образованием орогенов, впоследствии пенепленизированных. Все известные платформы нарушены системой более молодых грабенов, называемых иногда внутренними "прогибами", впадинами, авлакогенами, рифтами, областями автономной активизации и т.д. Их возникновение и пространственное положение связано с разрядкой того же или аналогичного поля глобальных напряжений, а формирование проходит по тем же схемам, что и рассмотренных выше геосинклинальных структур. Развитие некоторых из них (например, северо-западная часть Днепровско-Донецкой впадины) заканчивается на стадии авлакогена, а другие (например, Донбасса) претерпевают инверсию тектонического режима. И, наконец, имеют место сводово-глыбовые поднятия, происходящие в режиме сжатия, без прохождения первых двух стадий тектонического цикла (аркогенез по Е.В. Павловскому).

Отличительной особенностью образования всех перечисленных выше платформенных структур является меньшая интенсивность тектонических процессов, а вследствие этого несколько иные фациальные условия, слабая выраженность или выпадение отдельных стадий тектонического развития, меньшая глубина проникновения участвующих в формировании глубинных разломов и соответствующий этим глубинам магматизм.

Касаясь платформенного магматизма, отметим следующие его особенности. Природа возникновения платформенного магматизма аналогичная природе рассмотренного выше геосинклинального. Магмы основного состава возникают в режиме растяжения тектоносферы в ее глубинных горизонтах за счет деком-

прессии при разрядке напряжений, а кислого состава — в режиме сжатия вследствие палингенеза пород верхней части тектоносферы при преобразовании энергии трения блоков в теплоту. Характерный для платформенных областей траптовый магматизм аналогичен подводным излияниям базальтовых магм в начальные этапы формирования геосинклиналей. Особенностью платформенного магматизма является также дайкообразование. Природа его подобна описанной выше. На рис. 43, б показано поле даек в пределах достаточно хорошо изученного Канадского щита. Обращает на себя внимание наличие нескольких упорядоченных серий даек на значительной части континента. Это свидетельствует о том, что в эпоху образования даек на этой части континента господствовал режим растяжения. Кроме того, достаточно густая сеть даек иллюстрирует раздробленность верхней части тектоносферы и эта раздробленность носит упорядоченный характер.

Океаны и континенты. Проблема происхождения океанов и континентов — одна из самых древних в науках о Земле. Причем основной загадкой является возникновение океанов, как наименее изученных глобальных структур. Существующие представления о происхождении океанов достаточно подробно изложены В.Е. Хайном [217].

Для решения проблемы происхождения океанов необходимо получить ответы, по крайней мере, на приведенные ниже вопросы.

1. Каков механизм образования океанических впадин? Чем объясняются их местоположение, форма и размеры?
2. Каков механизм образования структур второго порядка в пределах океанов?
3. Каковы возраст океанов и возможные их изменения во времени?
4. Каковы природа земной коры океанического типа и механизм ее формирования?
5. В чем состоят сходство и различия структурообразования на континентах и в океанах?

Все эти вопросы с позиций различных тектонических концепций объясняются по-разному. Такое положение можно было бы считать нормальным, если бы эти объяснения не приводили к взаимно исключающим выводам. Например, если исходить из известных фактов колебания дна океана вплоть до его подъема выше уровня моря, то, как подчеркивает А.А. Пронин [159], исключается возможность выделения особого «оceanического» типа коры. Но тогда возникает необходимость объяснения различных

геофизических характеристик земной коры на континентах и океанах. Если все же принять океаническую кору как новообразование в соответствии с представлениями сторонников Новой глобальной тектоники или сторонников умеренно расширяющейся Земли, то непреодолимым препятствием встает невозможность объяснения равенства плотности тепловых потоков через эти типы коры, а также отсутствие корреляции между материками и океанами и соответствующими им высотами геоида. Не продолжая перечень подобных противоречий, отметим, что поставленные выше вопросы достаточно просто объясняются с позиций развиваемой нами Новой ротационной гипотезы структурообразования. Рассмотрим их.

1. Схема образования океанических впадин на типичной континентальной коре во многом аналогична схеме рассмотренных выше геосинклинальных впадин. Они возникают в зонах растяжения тектоносферы (см. рис. 61, а) вследствие опускания блоков по разломам. Разница заключается только в масштабе явления. Если геосинклинали представляют собой участки локальной разрядки напряжений, то океанические впадины — это результат глобального перекоса поверхности Земли, захватывающего значительную ее часть, размером порядка $0,25\dots 0,50\pi$. На фоне этого перекоса, приводящего к опусканию крупных глыб тектоносферы, в океанах так же, как и в пределах материков, проявляются локальные разрядки планетарных напряжений. Их следствием является возникновение структур типа глубоководных желобов, сопутствующих им островных гряд и срединно-оceanических хребтов, усложняющих структуру океанических платформ. Местоположение океанических впадин определяется не физическими особенностями деформируемой части тектоносферы, а пространственными особенностями поля планетарных напряжений, которые являются функциями положения оси вращения, направления и скорости перемещения.

Форма и размеры океанических впадин определяются тем же самым полем планетарных напряжений, но здесь существенную роль играют ранее возникшие системы разломов тектоносферы, направление простирания которых может не совпадать с ориентацией изолиний поля планетарных напряжений. Активизируются те из них, которые требуют на это минимальной затраты энергии. Более подробно этот вопрос рассмотрен в следующем разделе. Тут ограничимся только одним примером — подобием противоположных берегов Атлантического океана. Оно объясня-

ется опусканием океанических блоков вдоль разломов определенных систем.

Средняя глубина океанических бассейнов в значительной мере определяется величиной коэффициента сжатия Земли.

2. Образование глубоководных желобов с сопутствующими им островными или материковыми грядами и срединно-океанических хребтов в океанах так же, как и аналогичных им структур на континентах, происходит под действием дискретной разрядки того же поля планетарных напряжений. Механизм формирования глубоководных желобов частично описан выше. Особенности геологического строения срединно-океанических хребтов пока изучены недостаточно. Ясно видно, что в формировании этих хребтов существенную роль играют крупные разломы тектоносферы. В качестве их континентального аналога можно назвать известную Уральскую структурно-фацальную зону, сформированную на основе докембрийских разломов в герцинское время [206].

3. Данные о колебаниях отметок дна океана во времени [159], погружение континентальных частей под уровень моря и перемещение береговых склонов за счет откалывания блоков шельфа [12] свидетельствует как о непостоянстве глубин океанов, так и их границ. Отсутствие корреляции высот геоида с современными структурными планами материков и океанов приводит к выводу о том, что в течение геологической истории эти планы неоднократно менялись. Начало формирования современного плана, материков и океанов, по-видимому, относится к концу палеозоя — началу мезозоя.

4. Кора океанического типа формируется из обычной континентальной в процессе образования океанических впадин. Рассмотрим следствия, к которым приводит опускание одного из блоков на величину ΔH (рис. 71). Если бы опускание блока могло происходить, не вызывая определенных физико-геологических явлений, в частности, не меняло бы физических условий в районе границы Мохоровичча M , последняя оказалась бы опущенной на величину ΔH . На самом деле вследствие опускания океанических блоков, происходящего в режиме растяжения, нарушается равновесное состояние вращающейся Земли (геоизостазия [199, 279]). Это нарушение, как указывалось, частично компенсируется слоем воды, а остальная часть — подводными магматическими излияниями, образующими второй океанический слой [19]. Возникновение магмы обусловлено декомпрессией глубинных частей тектоносферы вследствие проникновения в них раз-

ломов, которые одновременно являются и каналами для транспортировки ее к поверхности Земли. Законом, регулирующим этот процесс, является закон сохранения момента количества движения в пределах секторов вращающейся Земли, вырезанных одинаковыми центральными телесными углами [199, 279].

Описанный выше процесс приводит к насыщению дайкоподобным материалом верхнего слоя континентальной коры (см. рис. 71, правая часть), в результате чего меняются его физико-геологические характеристики: увеличивается скорость распространения упругих волн, достигая значений, соответствующих скорости в так называемом «базальтовом» слое континентальной коры; возникает новая сейсмическая граница M_2 со свойствами, аналогичными свойствам границы M в континентальной коре. На этом основании современные исследователи принимают верхнюю часть бывшей континентальной коры, расположенную выше новой границы M_2 , в качестве так называемой «океанической» коры.

Описанный выше механизм образования океанической коры объясняет многие ее особенности. В частности, становится ясным отсутствие «гранитного» слоя в океанической коре и малая ее мощность. Наличие дайкоподобных образований в преобразованной коре практически не нарушает баланса слагающих ее по-

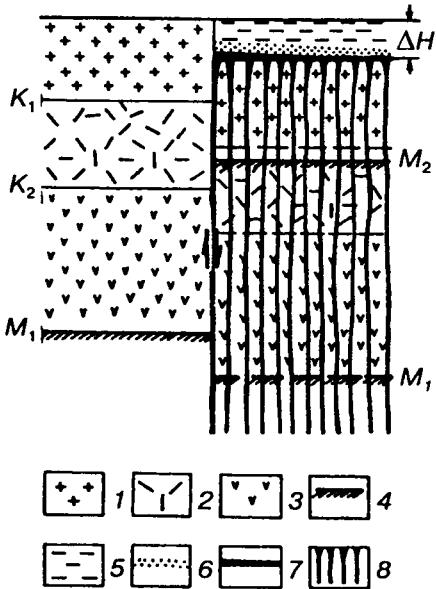


Рис. 71. Сейсмогеологические модели континентальной (левая часть рисунка) и океанической (правая часть рисунка) земной коры:

1—3 — соответственно верхний, промежуточный и нижний этажи, характеризующиеся скоростью распространения продольных упругих волн от 5,5 до 6,3—6,4 (1), 6,4—6,7 (2) и 6,8—7,7 км/с (3) (K_1 , K_2 — сейсмические границы между этажами; M_1 — граница M , соответствующая подошве континентальной земной коры; 4 — граница M ; 5—7 — слои океанической коры (5 — водный, 6 — слой 1, представленный преимущественно глубоководными осадками, 7 — слой 2, сформированный преимущественно базальтовыми лавами); 8 — дайкоподобные образования, пронизывающие верхние этажи бывшей континентальной коры и превращающие их в аналог ее нижнего этажа (M_2 — новое положение границы M)

род кислого и основного составов, а следовательно, не меняет величину теплового потока сквозь нее.

Вместе с тем, уместно обратить внимание на проблемы, возникающие в связи с изложенным.

А. Граница M идентифицируется с подошвой коры не только в сейсмогеологической модели, а и в ряде других. В частности, в петрологической модели границу кора — мантия рассматривают в качестве границы распространения определенных комплексов или их модификаций. Как увязать в этой модели переход с одной границы (M_1) на другую (M_2)?

Б. При любых глобальных тектонических построениях для восстановления истории развития земной коры искомым должно быть положение границы M_1 , а не вновь образованной M_2 . Тем не менее, современный подход к изучению глубинного строения тектоносферы ориентирован на определение границы M_2 . Задача нахождения границы M_1 в принципе возможна, но она даже не ставится.

5. Касаясь сходства и различий тектонических процессов на материках и в океанах, отметим, что при изложении принципов структурообразования в тектоносфере нигде не использованы особенности, связанные с различием материков и океанов. Более того, подчеркивается, что местоположение, форма и размеры как материков и океанов, так и локальных структур в их пределах, практически определяются не физико-геологическими особенностями деформируемой части тектоносферы, а особенностями поля планетарных напряжений в тектоносфере, с разрядкой которого связано образование этих структур. Другими словами, законы структурообразования в пределах всей нашей планеты во многом однотипны.

К приведенным выше конкретным примерам единства формирования тектонических структур на материках и в океанах можно добавить следующее. Описанный процесс преобразования «материковой» коры в «оceanическую» имеет место и в типично континентальных условиях. Образования типа второго океанического слоя на материках представлены траппами или платобазальтами. Более того, как доказала Г.Ф. Макаренко [110], в ряде прибрежных провинций траппы с материка непосредственно переходят во второй океанический слой. Имеющие место некоторые различия в составе океанических и континентальных базальтов обусловлены разной глубиной проникновения разломов, инициирующих возникновениемагмы в тектогенезе.

5.3. Возможные причины перемещения полюсов и основные постулаты Новой ротационной гипотезы структурообразования

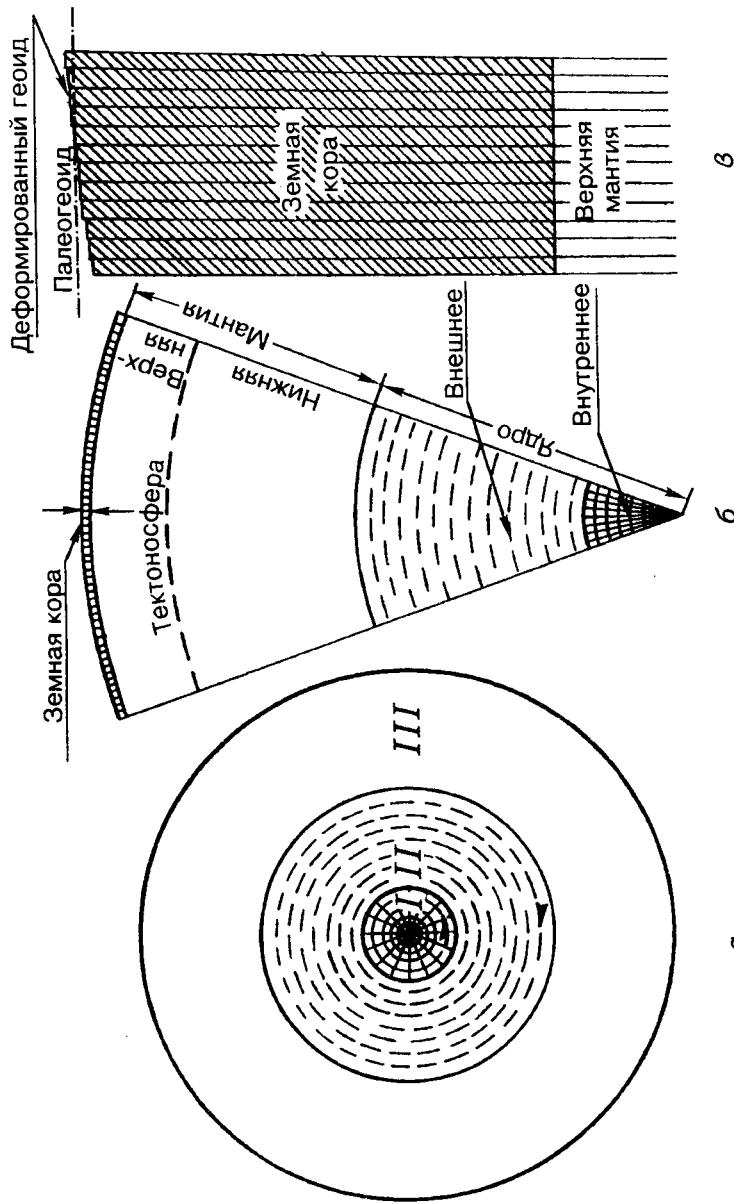
В основе Новой ротационной гипотезы структурообразования лежат представления о разрядке напряжений, возникающих в тектоносфере преимущественно за счет изменения положения оси (полюсов) вращения Земли относительно ее поверхности. Данные об этих перемещениях получены экспериментально и их можно было бы использовать без выяснения причин, приводящих к таким перемещениям. Однако они обладают рядом особенностей. В частности, определения положения географических полюсов выполнялись в пределах очень ограниченного отрезка времени (второй половины прошлого и в течение нынешнего столетия). Поэтому возможность переноса установленных закономерностей на геологические эпохи нуждается в доказательстве. Палеомагнитные полюсы как раз относятся к определенным геологическим эпохам, но возникает проблема их идентификации с географическими полюсами (полюсами вращения). Отсюда важность выяснения причин перемещения полюсов по поверхности Земли не вызывает сомнения.

Земля является частью Солнечной системы, которая, в свою очередь, представляет один из элементов Галактики. Следовательно, любые заключения о закономерном развитии Земли должны исходить из уравнений динамического равновесия, определяющих взаимодействие Земли с физическими полями Галактики. В частности, Земля — магнит, перемещаясь в переменном магнитном поле Галактики, должна испытывать определенный врацательный момент. Вместе с тем, Земля — гироскоп, момент количества движения которого в пространстве должен сохраняться. Удовлетворить обоим этим требованиям одновременно можно только при условии относительного перемещения разных частей Земли. Перемещение полюсов вращения по поверхности Земли возможно только при этом условии.

Исходя из современных представлений о внутреннем строении Земли, модель которой изображена на рис. 72, а, наиболее вероятен проворот внутреннего ядра относительно мантии, отделенных друг от друга внешним ядром, находящимся в квазижидком состоянии.

Для получения представления о возможном порядке относительных перемещений запишем выражение момента количества

Рис. 72. Модель Земли (а), соотношение мощностей земной коры и мантии, участвующих в тектогенезе (б) и схема деформации земной коры в процессе тектонической активизации (в): I — внутреннее ядро; II — внешнее ядро; III — мантия



движения Земли M_0 в виде суммы моментов количества движения внутреннего ядра и внешнего ядра вместе с мантией

$$M_0 = I_1 \omega_1 + I_{2+3} \omega_{2+3}, \quad (26)$$

где I_1 — момент инерции внутреннего ядра; I_{2+3} — момент инерции остальной части Земли; ω_1 — угловая скорость вращения внутреннего ядра; ω_{2+3} — угловая скорость вращения остальной части Земли.

Если бы на вращающуюся со средней скоростью ω_0 систему не действовали внешние силы, то никаких относительных перемещений ее оболочек не наблюдалось бы. Величина M_0 сохраняла бы строго постоянное значение по величине и направлению. Действие внешних сил нарушает строгость этого равенства, спрavedливого только для замкнутых механических систем. Поэтому для наших целей выражение (26) условно запишем в виде

$$I_1 \omega_1 + I_{2+3} \omega_{2+3} \rightarrow \text{const}. \quad (27)$$

К относительному перемещению оболочек Земли приводит стремление к сохранению суммарного момента количества движения в пространстве. Если одна часть Земли под действием определенных сил изменит свою угловую скорость на величину $\Delta\omega_1$, то другая ее часть должна также изменить свою скорость на величину $\Delta\omega_{2+3}$, но в противоположном направлении

$$\left. \begin{array}{l} \omega_1 = \omega_0 + \Delta\omega_1 \\ \omega_{2+3} = \omega_0 - \Delta\omega_{2+3} \end{array} \right\} \quad (28)$$

Стремление сохранить величину M постоянной должно приводить к изменению угловых скоростей, определяемых соотношением

$$\frac{\Delta\omega_1}{\Delta\omega_{2+3}} \rightarrow \frac{I_{2+3}}{I_1} \approx 10^3. \quad (29)$$

Другими словами, ускорение или замедление вращения внутреннего ядра относительно средней скорости вращения Земли ω_0 характеризуется величинами, на три порядка превышающими величины изменения угловой скорости внешней оболочки. Таким образом, одной из возможных причин перемещения полюсов по поверхности Земли является ее взаимодействие с окружающим магнитным полем Галактики, которое складывается из влияния ближайшей звезды — Солнца и остальных звезд.

Известно, что магнитное поле межзвездного пространства в районе Солнечной системы характеризуется значениями от долей до ~ 1 нТл, а магнитное поле Солнца в районе Земли — примерно на один-два порядка выше [1]. Этим, в частности, можно объяснить первые (годичные) петли на траектории полюса, скорость перемещения вдоль которых на один-два порядка выше по сравнению с компонентой поступательного перемещения, на фоне которого они наблюдаются (см. рис. 5).

Проблема перемещения полюсов широко обсуждалась в литературе. Особую остроту дискуссии вызвал вопрос о возможности значительных перемещений полюсов на протяжении геологических эпох. В частности, высказывалось мнение об отсутствии в природе внешних сил, способных изменить ориентировку Земли относительно оси ее вращения. При этом использовались результаты численных расчетов момента, необходимого для разворота земного шара. По-видимому, этим же следует объяснить и тот факт, что даже сторонники привлечения ротационных сил [80, 105, 183, 224 и др.] в своих гипотезах используют, в основном, параметр изменения угловой скорости Земли при постоянном положении оси ее вращения.

Нам представляется, что недоразумение заключается в неудачном выборе модели Земли для расчетов. Землю принимали полностью твердой. В этом случае действительно трудно представить силы, способные привести к перемещению оси вращения относительно земной поверхности. В используемой нами модели (см. рис. 72, а) речь идет об относительном смещении ядра и мантии. Причем это смещение осуществляется за счет инерционного стремления сохранить момент количества движения системы «Земля» в пространстве, а дополнительные усилия требуются только на преодоление сил сцепления вещества квазижидкого внешнего ядра, что на несколько порядков меньше усилия, необходимого для разворота всей Земли в целом. Элементарные расчеты показывают, что для этих целей вполне достаточно силы взаимодействия земного диполя с космическим магнитным полем интенсивностью порядка 1 нТл. Таким образом, это возражение не может быть признанным по существу.

По-видимому, наилучшим подтверждением возможности значительных перемещений полюса могут служить палеоклиматические и палеогеологические данные, несомненно свидетельствующие о таких перемещениях полюсов, которые приводили к перемене мест полярных и экваториальных областей. Причем объяснение этих явлений сторонниками Новой глобальной тектоники

(тектоники плит) дифференциальными перемещениями отдельных плит для наших целей формально не меняет существа дела, поскольку в Новой ротационной гипотезе структурообразования используются напряжения, возникающие за счет относительных перемещений определенных участков тектоносферы и полюса. Совершенно безразлично, перемещается ли отдельная плита относительно полюса или полюс — относительно плиты. Не обсуждая в данном случае по существу вопрос о справедливости концепции тектоники плит, отметим, что наличие или отсутствие дифференциальных перемещений отдельных участков тектоносферы не может служить отрицанием значительных перемещений полюсов.

Считаем уместным привести вывод Н.М. Страхова [185] относительно перемещений оси вращения Земли, к которому он пришел на основании изучения палеоклиматической зональности: в настоящее время эти перемещения являются уже не догмой, не смелой догадкой, как это было до недавнего времени, не умозрительной концепцией, которую можно было игнорировать при чисто эмпирическом изучении деформаций земной коры; теперь — это факт. И как всякий достоверно установленный, к тому же достаточно крупный факт, его нельзя больше игнорировать при изучении тектогенеза; он должен привлечь к себе активное внимание исследователей.

Многие исследователи искали причины значительных перемещений полюсов в пределах самой Земли. В частности, в качестве таких причин анализировались: сезонные вариации распределения воздушных масс [115, 175 и др.], взаимодействие атмосферы с океаном [113 и др.], денудация земной поверхности [122 и др.], деформация земной поверхности, перемещения ее отдельных частей [142, 254 и др.], землетрясения [251 и др.], конвективные течения в мантии [272 и др.] и другие причины.

Получены весьма противоречивые результаты, но большинство исследователей пришло к выводу, что рассматриваемый ими фактор не может являться самостоятельной причиной значительного перемещения полюсов, поскольку энергетический вклад этого фактора составляет только долю необходимой энергии. И это не случайно. С нашей точки зрения в приведенной выше постановке задачи причина и следствие поменялись местами. Все названные явления не могут протекать самопроизвольно, без всякой на то причины. Более того, направленность всех этих явлений должна быть такой, чтобы обеспечивать минимум внутренней энергии нашей планеты, а

в данном случае речь идет, наоборот, об их активизации. Все становится на свои места, если деформацию тектоносферы, ее разломы, землетрясения, глобальные перемещения водных и воздушных масс на земной поверхности считать реакциями на изменение ротационного режима Земли, обусловленного внешними силами. При этом суммарная энергия перечисленных процессов должна равняться энергии, вызванной вариацией ротационного режима Земли.

Касаясь возможности использования палеомагнитных данных для восстановления траектории движения полюсов вращения Земли, напомним уже излагавшуюся теорему. Среднее положение магнитных полюсов за интервал времени порядка 10^4 лет соответствует среднему положению географического полюса [259, 264 и др.]. Ее можно рассматривать как статистическую взаимосвязь между положениями магнитных и географических полюсов. Функциональная взаимосвязь между ними будет изложена в следующем разделе.

Установленная статистическая взаимосвязь между положениями магнитных и географических полюсов открывает принципиальную возможность использования палеомагнитных данных для восстановления траектории перемещения географических полюсов по поверхности Земли. Этот вывод подтверждается и результатами совместного анализа палеомагнитных и палеоклиматических данных [172, 208 и др.]. Детальный анализ палеомагнитных и палеоклиматических данных по карбону и перми Восточно-Европейской платформы привел Н.Н. Форш и А.Н. Храмова к следующему заключению [214]. Смещение географических широт происходило не только на границах между каледонским, герцинским и альпийским циклами, что убедительно обосновано Н.М. Страховым, но являлось постоянным фактором геологической истории, существенно проявлявшимся от века к веку и даже в середине отдельных веков. Комментарии к этому заключению излишни. Вместе с тем, следует подчеркнуть, что реализация возможности использования палеомагнитных данных для восстановления траектории движения географического полюса по поверхности Земли представляет собой далеко не простую задачу. Она наталкивается на ряд сложных проблем, связанных с практическими приемами определения палеомагнитных полюсов, учета погрешностей таких определений за счет влияния недипольных компонент магнитного поля Земли в древние геологические эпохи с изменениями формы геоида, произошедшими за время от изучаемой эпохи до наших дней [222 и др.].

Противоречивые представления исследователей о возможности значительных перемещений полюсов по поверхности Земли, по-видимому, повлияли на ход теоретической мысли. Ситуацию, сложившуюся в начале 60-х годов нашего века, В. Манк [271] охарактеризовал следующим образом: они (физики) привели неоспоримые доводы, что движение полюса невозможно, когда палеомагнитные данные слабо его поддерживали; теперь же, когда появились весьма убедительные палеомагнитные данные, они нашли не менее неоспоримые причины, согласно которым иначе быть не могло.

Несколько в стороне от рассматриваемой проблемы перемещения полюсов находится замечание академика Ю.Г. Косыгина по поводу существа Новой ротационной гипотезы структурообразования (личное сообщение), суть которого сводится к следующему. Если бы тектонические активизации осуществлялись только за счет ротационных сил, то все структуры на Земле, как это следует из рис. 61, а, располагались бы симметрично относительно ее центра, а этого на самом деле нет.

Надо согласиться с Ю.А. Косыгиным, что ротационные силы нельзя считать единственными, за счет которых происходит структурообразование в тектоносфере. Но судя по тому, насколько известные эмпирические закономерности структурообразования соответствуют теоретической концепции, вклад ротационных сил в этот процесс должен быть значительным.

К этому следует добавить, что формирование тектонических структур в тектоносфере, симметрично расположенных относительно полюсов, предполагается исходя из представлений о симметричном строении Земли. В действительности это только первое приближение. Как следует из работ Г. Барта [247], И.М. Пудовкина [161, 215 и др.], внутреннее ядро, с которым связывают так называемый «магнитный центр», располагается не в геометрическом центре Земли, а смещено относительно него на 436 км. Эта особенность, несомненно, должна оказывать влияние на распределение напряжений в тектоносфере и закономерности их разрядки. Как она скажется на геометрическом распределении формируемых структур в тектоносфере не ясно.

Постулаты. Любая научная концепция зиждется на определенных фундаментальных положениях, вытекающих из опыта предыдущих исследований и принимаемых обычно без специальных доказательств. Эти положения принято называть постулатами. В основу Новой ротационной гипотезы положены следующие постулаты.

1. Источником энергии, приводящим к тектоническим активизациям Земли, являются силы взаимодействия нашей планеты с окружающими ее полями Космоса.

Основаниями для введения такого постулата послужили изложенные ниже соображения. Под действием силы тяжести и экзогенных процессов каждый участок земной поверхности стремится к плену, а поверхность Земли в целом — к фигуре равновесия, обладающей минимумом внутренней энергии. Согласно законам механики, вывести из состояния равновесия любую систему и, в частности, нарушить направленность процессов, происходящих на Земле, в результате силы не могут. С позиций геолога к этому же выводу приводит невозможность объяснения описанных выше закономерностей планетарного расположения линейных тектонических структур и взаимосвязи геологических и космических циклов.

Следовательно, источник энергии структурообразования может быть только внешним. Естественно, его следует искать в виде взаимодействия Земли с окружающими ее физическими полями: гравитационным, магнитным, электрическим, электромагнитным. Это взаимодействие должно вызывать реакцию всех элементов Земли, в частности, ядра и мантии. Такова природа внутренних сил, которые иногда принимают за первоисточник. По-видимому, взаимосвязь внешних и внутренних сил определяет энергетический баланс любых тектонических перестроек Земли.

2. Планетарные закономерности структурообразования, наблюдающиеся в верхней части тектоносферы, определяются законами деформаций (реакцией на внешние силы) мантии или, во всяком случае, всей тектоносферы мощностью не менее 700 км.

Основанием для этого постулата служит следующее. С позиций механики на внешнее воздействие должна реагировать каждая оболочка Земли в целом. В частности, это относится и к мантии, хотя результаты реакции отдельных ее частей могут несколько различаться. По-видимому, основную часть деформаций принимает на себя тектоносфера. Именно эта, наиболее упругая часть мантии и определяет законы деформации Земли, потому что возникающие напряжения в нижней мантии частично релаксируются за счет большей ее пластичности. Земная кора, хотя и участвует совместно со всей тектоносферой в реакции на внешнее воздействие, но не может быть определяющей из-за относительно малой мощности (см. рис. 72, б). Следовательно, возникновение и закономерности пространственного размещения глубинных разломов, блокировка земной коры будут определяться

упругими свойствами тектоносферы. За счет большей хрупкости земной коры (по сравнению с остальной частью тектоносферы) в ней должны быть дополнительные разрывы.

Приведенные выше соображения подтверждаются известными геологическими фактами, в частности, подобием разновременных сеток разломов на Украинском щите, разделяющих блоки первого порядка с размерами сторон (140 ± 10) км [75, 203]. Об этом же свидетельствует правильная делимость блоков первого порядка на блоки более высоких порядков, размеры сторон которых достигают первых километров, а результаты изучения планетарной трещиноватости приводят к еще меньшим интервалам между отдельными разрывами, параллельными глубинным разломам [239, 240]. Отсюда можно сделать вывод о том, что деформация тектоносферы (совместно с земной корой) должна напоминать схему, изображенную на рис.72, в. Об этом же свидетельствуют и ступенчатые границы блоков, наблюдаемые в современных структурах, в частности, на границе Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины.

3. В начальный этап геологической истории Земли ее оболочки принимались гомогенными, а в процессе геологической истории они последовательно усложнялись тектоническими активизациями.

Этот постулат справедлив для любого варианта происхождения нашей планеты — «горячего» или «холодного». В первом случае начальные деформации могли иметь место только при возникновении твердых упругих оболочек вследствие остывания расплавленного сравнительно однородного вещества Земли, которое должно было привести к образованию гомогенных оболочек. При возникновении планеты из «холодного» материала с последующим его разогревом речь о закономерных деформациях может идти также только с момента образования упругих оболочек за счет дифференциации вещества, слагающего Землю. Эта деформация по законам механики должна приводить к формированию близких к сферическим гомогенным оболочкам, обладающих минимальной внутренней энергией.

4. Законы деформации и связанные с ними процессы формирования структур в тектоносфере в течение всей геологической истории были подобными; возможно менялась только интенсивность тектонических процессов.

Этот постулат, во-первых, непосредственно следует из представлений о внешнем источнике сил тектогенеза, который вряд ли мог принципиально меняться на протяжении геологической истории. Во-вторых, признание определяющей роли в структуро-

образовании мощной оболочки мантии (а не верхов земной коры) также не дает основания делать вывод о возможности каких-то принципиальных изменений ее упругих свойств в течение геологической истории.

5. *Вариации любых элементов ротационного режима Земли* (угловой скорости, положения оси вращения, прецессии и нутации, параметров орбиты и др.) *нарушает ее равновесное состояние и приводит к возникновению планетарных напряжений в тектоносфере. Принято, что максимальный вклад в поле напряжений обусловлен изменением положения оси вращения Земли.*

Как уже указывалось, выбор этого элемента в качестве основного сделан исходя из достаточно хорошего совпадения результатов изучения тектонических структур с теоретическими представлениями о влиянии изменения положения оси на образование этих структур.

Естественно, желателен аналитический расчет влияний каждого из перечисленных выше элементов на создание поля планетарных напряжений с целью выбора из них одного-двух, вносящих наибольший вклад. По-видимому, это задача ближайшего будущего.

Раздел 6

ОСНОВНЫЕ СЛЕДСТВИЯ ИЗ НОВОЙ РОТАЦИОННОЙ ГИПОТЕЗЫ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ

6.1. Системы разломов тектоносферы. Блоки

Одним из важнейших следствий, вытекающих из Новой ротационной гипотезы, является планетарная закономерность расположения систем разломов, схематически показанная на рис. 64. Ниже рассмотрен ряд ее особенностей.

Иерархия разломов в системах. Анализ возникновения напряжений в тектоносфере за счет перемещения оси вращения (см. рис. 61) позволяет сделать вывод, что накопление этих напряжений происходит не прерывно, а разрядка — дискретно. Следствием дискретной разрядки напряжений является наличие в каждом квадранте Земли одной или двух областей, в пределах которых по достижению критических напряжений начинается образование разломов тектоносферы. Поскольку эти области соответствуют максимальному накоплению напряжений, продолжающемуся и после этапа их разрядки, то соответствующие им разломы должны быть самыми крупными. По-видимому, это те разломы, которые в режиме растяжения служат основой для формирования геосинклиналей, а в режиме сжатия — для образования орогенов. Они разделяют участки тектоносферы с менее активным тектоническим режимом, обычно называемые платформами. В качестве одного из примеров таких разломных структур можно назвать разлом, на базе которого сформирована Уральская структурно-фацальная зона [147]. Его, безусловно, можно отнести к разломам первого порядка.

Возникновение такого рода разломов, как уже указывалось, частично уменьшает напряжения в соседних областях тектоносферы, но не снимает их полностью. Продолжающееся накопление напряжений и их последующая разрядка, охватывающая единую эпоху активизации, приводит к образованию системы разломов разных порядков (рангов). Представляются заслуживающими внимания выводы В. Немца и Р. Квета [129] о пространственном взаимоотношении разломов разных порядков, принадлежащих к одной системе (рис. 73, а). На оси абсцисс цифрами показаны

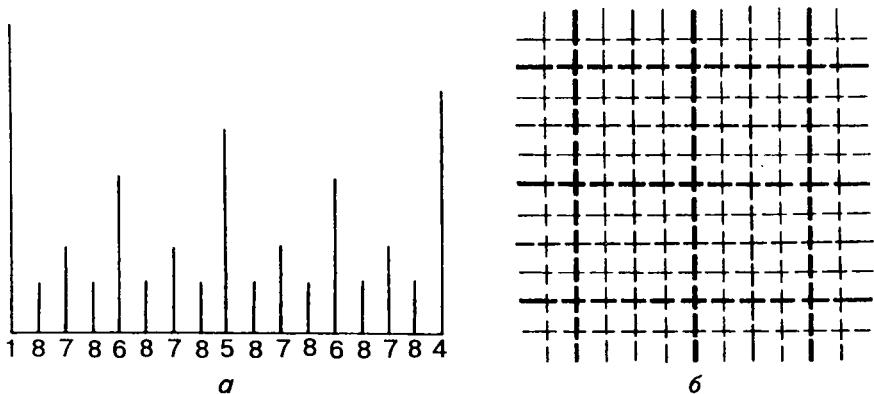


Рис. 73. Взаимоотношение разломов разных порядков одной системы (а) и иерархия образованных ими блоков (б)

ранги разломов, а величина ординаты соответствует интенсивности их проявления. На рис.73, б показана схема взаимоотношений разломов разных рангов одной системы на поверхности Земли, интенсивность их проявления отображена толщиной линий.

Наш опыт изучения Украинского щита [203] свидетельствует о том, что каждая система разломов представлена взаимноортогональными разломами разных рангов. Установлено, что самые крупные из них (назовем их условно разломами первого порядка для данного региона) отстоят друг от друга на расстояниях (140 ± 10) км. Между ними наблюдаются параллельные им разломы на расстояниях, равных $1/2$, $1/4$ и т.д. расстояния между разломами первого порядка. Будем называть их разломами соответственно второго, третьего и последующих порядков. Более крупные разломы отличаются от разломов высших порядков более четкими проявлениями в физических полях и особенностями геологического строения разделяемых ими участков верхней части тектоносферы, большими шириной зоны проявления и, по-видимому, глубиной проникновения в тектоносферу. К сожалению, формализованные критерии ранжировки разломов назвать пока нельзя. В пределах Украинского щита достаточно четко фиксируются шесть систем разломов с азимутами простираций: 0 и 270° , 17 и 287° , 35 и 305° , 45 и 315° , 62 и 332° , 77 и 347° . На рис. 74 приведен пример проявления разломов первого и второго порядков в одной из них в линейных элементах физических полей земной поверхности и рельефа кристаллического фундамента.

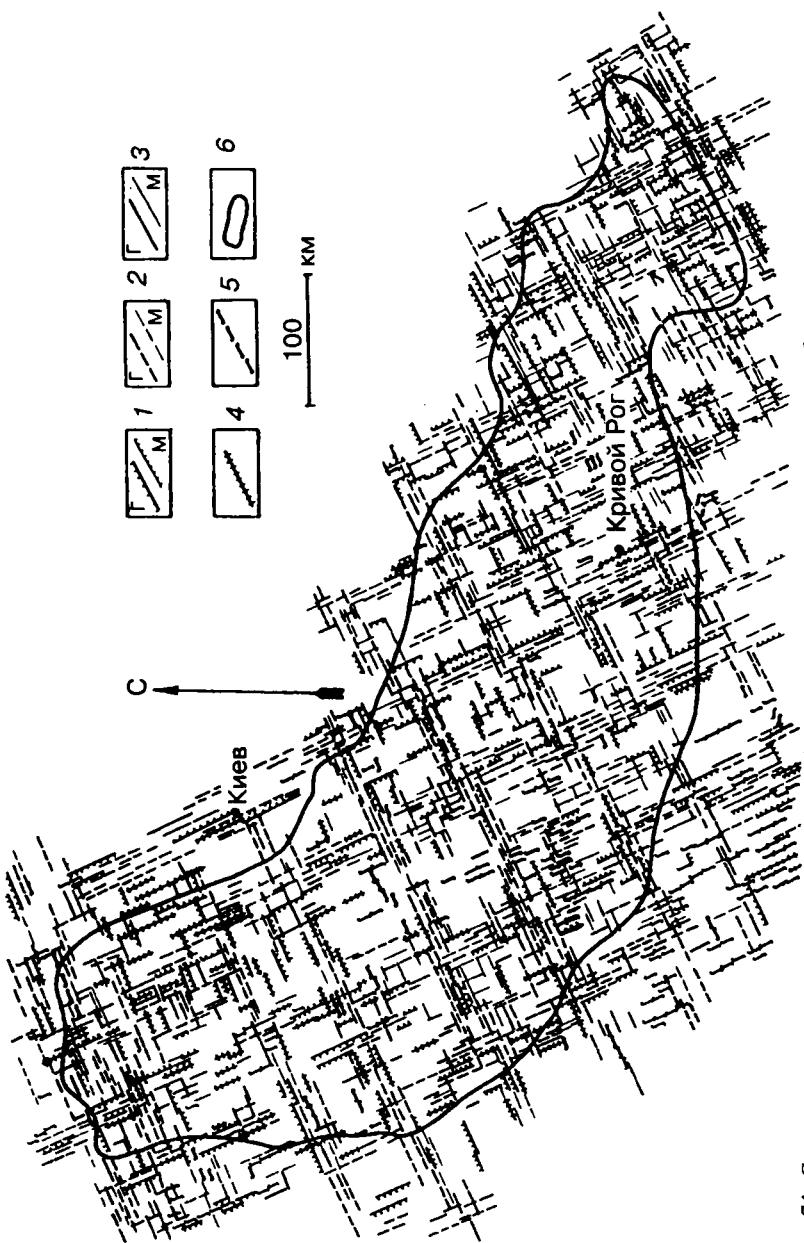


Рис. 74. Схема расположения индикаторов систем разломов с эзимутами простирания 62 и 332° в пределах Украинского щита (по В.Н. Гонтаренко):

1 — осевые линии гравитационных (Γ) и магнитных (M) структур; 2 — границы областей с различным рисунком изолиний гравитационного (Γ) и магнитного (M) полей; 3 — оси локальных гравитационных (Γ) и магнитных (M) аномалий; 4 — индикаторы разломов в рельфе фундамента; 5 — спрямленные участки речной сети; 6 — условный контур Украинского щита

Весьма важные данные для рассматриваемого вопроса получены в результате изучения планетарной трещиноватости [132, 239, 240 и др.]. Оказывается, что породы различных вещественного состава и возраста, слагающие верхнюю часть тектоносферы, посеместно разбиты системами взаимноортогональных трещин на блоки разных порядков размерами от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков и даже сотен километров. Хорошими индикаторами планетарной трещиноватости могут служить поля пород дайкового комплекса, образующиеся в режиме растяжения и использующие подготовленные системы трещин (см., например, рис. 43). Исследователи планетарной трещиноватости (С.С. Шульц, И.П. Гамкрелидзе) пришли к важным выводам.

Во-первых, планетарная трещиноватость охватывает как платформенные, так и складчатые области, сохраняя характерные общие простирации в пространстве и длительное существование во времени [45]. Во-вторых, каждая система планетарных трещин представляет собой определенную закономерную их совокупность, начиная от самых мелких трещин до глубинных разломов включительно [239, 240]. В частности, этот вывод подтверждается результатами изучения планетарной трещиноватости Украинского и Балтийского щитов [132].

Обобщая приведенные выше данные, констатируем следующее. В результате каждой тектонической активизации, обусловленной разрядкой планетарных напряжений, возникших за счет изменения ротационного режима Земли, тектоносфера оказывается нарушенной системой разломов разных рангов, начиная от микротрещин и кончая глубинными разломами, участвующими в формировании структур типа геосинклинаций и орогенов. Для практических целей очень важны закономерности отношений разломов разных рангов между собой и с другими проявлениями планетарной трещиноватости. К сожалению, целенаправленные исследования этой проблемы, за очень редкими исключениями, пока не проводятся.

В дополнение к сказанному выше на рис. 75 показано проявление глобальных систем разломов в поле высот геоида [201]. Элементарные расчеты свидетельствуют о том, что это самые глубокие разломы, проникающие в тектоносферу на глубину в несколько сот километров. Приведенный пример проявления наиболее глубоких разломов тектоносферы представляет значительный интерес для теоретической геотектоники и заслуживает весьма тщательного изучения. В данном случае ограничимся только двумя замечаниями.

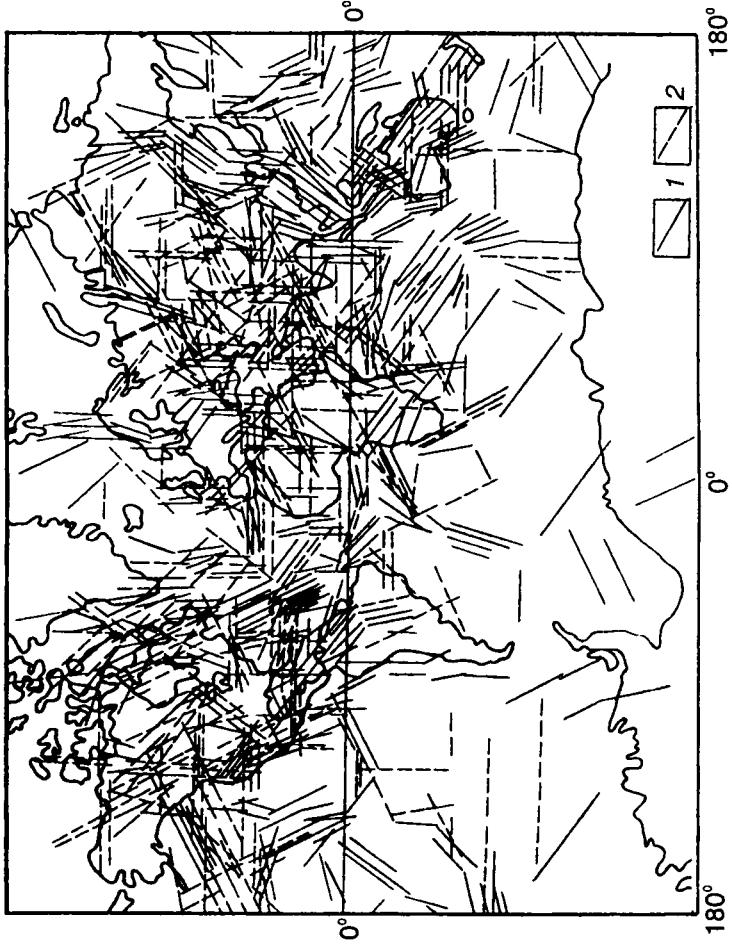


Рис. 75. Схема расположения индикаторов глобальных систем разломов, установленных по аномалиям высот геоида:
1 – ступени в уровнях геоида; 2 – линейные зоны нарушения регулярного поведения изолиний высот геоида

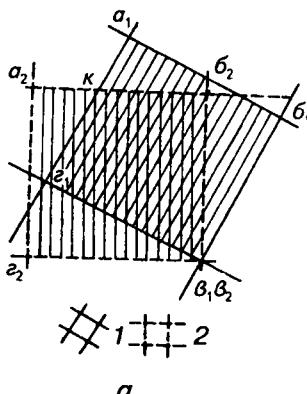
1. Отсутствие четкой корреляции систем разломов с современным структурным планом тектоносферы не случаен и объясняется тем, что в поле геоида проявляются не результаты последней тектонической активизации, а суммарный эффект всех предыдущих.

2. Особый интерес представляет совпадение проявления сверхглубоких разломов с положением известных мировых алмазо- и золотоносных провинций. Речь идет об Южной Африке, Индии, Восточной Сибири, Австралии, Южной Америке (Бразилии) и некоторых других. Эта закономерность представляет практический интерес для определения направлений поисков новых алмазо- и золотоносных провинций.

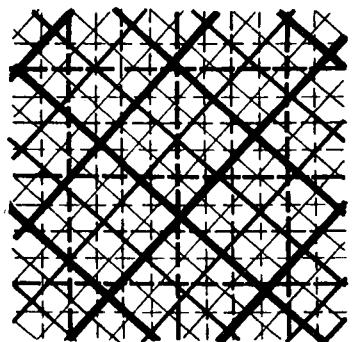
Взаимное наложение систем разломов. Естественным следствием возникновения систем разломов в каждую эпоху тектонической активизации является блокировка тектоносферы. Взаимное пересечение разломов разных порядков образует системы блоков соответствующих порядков (см. рис. 73, б). Представляется важным обсудить некоторые особенности формирования блоков тектоносферы при последовательном наложении разных систем разломов (см. рис. 64, а). Для упрощения примем, что рассматриваемые системы представлены разломами одного порядка. Под блоками обычно понимают участки тектоносферы, ограниченные разломами и характеризующиеся определенной общностью геологического строения, обусловленной единой историей формирования.

На рис. 76, а показана схема формирования блоков земной коры при двух последовательных тектонических активизациях. В результате каждой из них образуется своя система блоков. Следовательно, блок характеризуется не только пространственным положением, но и временем образования. Можно считать, что блоки, образованные системами разломов, возникшими в процессе первой тектонической активизации, полностью удовлетворяют приведенному определению. Формирование блоков во вторую и последующие тектонические активизации происходит на разнородных участках тектоносферы. В пределы новых блоков попадают отдельные части ранее сформированных блоков со своими геологическими особенностями. Наряду с общностью, обусловленной единым актом формирования блоков, в нем обнаруживаются и различия, связанные с предысторией участка тектоносферы, в пределах которого он образовался.

В процессе последовательного формирования блоковых структур в тектоносфере могут наблюдаться участки с практиче-



a



b

Рис. 76. Схемы формирования блоков земной коры разломами разных систем одного (*a*) и разных (*b*) порядков:

1, 2 — разломы соответственно первой и второй активизации

ски одинаковой или очень сходной геологической обстановкой (на рис. 76, *a* — участок $\kappa\beta_2\beta_1\gamma_1$). Эти участки ограничены разломами, принадлежащими к разным системам, и имеют форму неправильных многоугольников. Они характеризуются наибольшей общностью геологического строения и однообразным проявлением в физических полях. Их и принимают в настоящее время за блоки, являющиеся результатом суммарного воздействия всех прошедших активизаций. Выделение такого рода блоков наиболее просто, достаточно объективно и поэтому, наверное, получило самое широкое распространение. Однако, если учесть, что конечной целью любых геологических исследований является прогнозирование месторождений полезных ископаемых, которое без восстановления истории формирования геологических структур невозможно, то возникает проблема изучения предыстории образования такого рода блоков. Другими словами, наибольший геологический интерес представляют не современные блоки, а так называемые «палеоблоки» или, точнее, системы разломов, вертикальными перемещениями вдоль которых они формировались.

Это крайне не простая проблема. Для оценки ее сложности напомним, что на рис. 76, *a* изображена весьма упрощенная схема взаимного наложения одноранговых разломов и всего только двух систем. Можно себе представить усложнение проблемы восстановления структурного плана при условии взаимного наложения не двух, а, по крайней мере, шести последовательных блокировок тектоносферы. При этом блоки, участвующие в формиро-

вании структурных планов, образованы не одноранговыми разломами, а серией иерархически соподчиненных разломов разных рангов. Некоторое далеко не полное представление об описанной выше ситуации можно получить из схемы, приведенной на рис. 76, б, где изображено наложение только двух систем блоков, состоящих, в свою очередь, из серии блоков трех рангов. Тем не менее, возможность восстановления систем разломов, участвующих в блокировке тектоносферы, вполне реальна. Технология восстановления систем разломов и соответствующих им блоков докембрийского фундамента достаточно подробно описана в [200].

Интересно проявление последующих разрядок полей планетарных напряжений в зонах ранее возникших разломов и за их пределами. Существующие в момент очередной тектонической активизации зоны разломов и разделяемые ими блоки должны иметь разные физические параметры, а, следовательно, должны по-разному реагировать на разрядку напряжений. Рассмотрим это на примере одного из участков Украинского щита в районе Южного Приингулья. На рис. 77, а показана система широтных разломов (Розановского I и Устиновского II), установленных Ю.Д. Шковырой [235] по геолого-геофизическим данным и материалам дешифрирования аэроснимков. Обращает на себя внимание их весьма специфическое проявление в докембрийском фундаменте. Широтные зоны представлены серией разрывов северо-западного простирания. Разрывы, подобные изображенным на рис. 77, а (при наличии продольных), принято называть о п е - р я ю щ и м и . Специфичность приведенных на рисунке широтных зон разломов заключается в том, что «оперяющие» разрывы есть, а «оперяемых» — нет. Это не единичный случай. Известны подобные ситуации, выражющиеся специфическим проявлением пород дайкового комплекса. Например, дайки, не совпадающие по направлению с осевой зоной разлома, фиксируются только в самой зоне, а за ее пределами их нет.

Приведенные примеры позволяют сделать важные выводы.

1. Разрядка поля планетарных напряжений в верхней части тектоносферы проявляется по-разному в зоне ранее существовавшего разлома и за его пределами. В зонах разломов последующие разрывы проявляются и фиксируются современными методами исследований, как правило, более четко по сравнению с участками разделяемых ими блоков.

2. Распространенное в литературе представление об одновременном возникновении продольных и «оперяющих» разрывов, по-видимому, не всегда соответствует действительности. Приве-

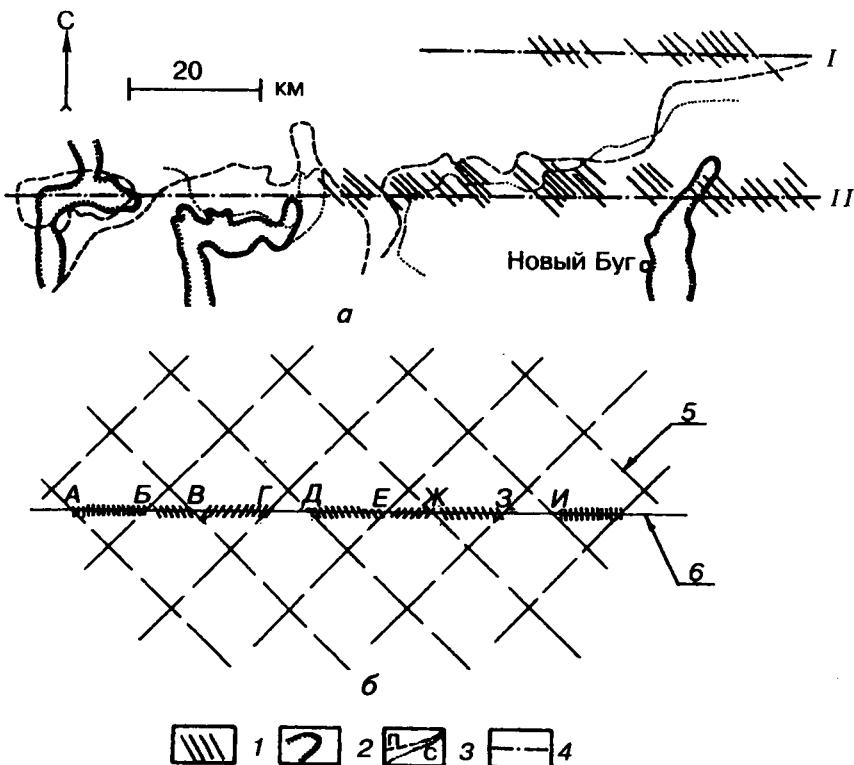


Рис. 77. Пример проявления широтных разломов в Южном Приингулье (а) и схема образования разломов земной коры на фоне предыдущей ее блокировки (б):

1 — разрывные нарушения северо-западного простирания в зонах широтных разломов; 2 — границы бучакских депрессий; 3 — северные границы распространения pontических (п) и сарматских (с) отложений; 4 — осевые линии широтных разломов; 5 — сеть ранее возникших разломов; 6 — вновь формируемый разлом

денные выше примеры свидетельствуют о самостоятельном (равноправном) возникновении систем разломов (планетарной трещиноватости) разной ориентировки.

В заключение остановимся на двух важных свойствах разломов тектоносферы: их прямолинейностью и фрагментарностью.

Прямолинейность осевых линий разломных структур в тектоносфере является прямым следствием их возникновения под действием регулярного поля планетарных напряжений, на которое реагирует, по крайней мере, вся тектоносфера.

Фрагментарность разломов, схематически изображенная на рис. 77, б, в настоящее время является общеизвестным

фактом. Она связана с многоактностью тектонических активаций. Рассмотрим простейший случай образования новой системы разломов на фоне предыдущей блокировки тектоносферы (на рис. 77, б показан один из них — АИ). Геологические характеристики фрагментов разломов и их проявление в физических полях в пределах разных блоков (*АБ*, *ВГ*, *ДГ* и др.), естественно, будут различаться. Эти различия обусловлены неодинаковой предысторией формирования блоков. Некоторые фрагменты (*ГД*, *ЗИ*) могут вообще не проявляться геологическими особенностями. В этих условиях основным критерием, объединяющим разнородные фрагменты разлома, будет выдержанность направления его осевой линии.

Опыт наших исследований свидетельствует о том, что описанная картина отражает только принципиальную сторону явления. В действительности имеет место ряд осложнений. Одно из них — описанная выше трансформность разломов. Она приводит к тому, что отдельные фрагменты разломов, смешаясь по попечерным разломам, остаются параллельными их осевым линиям. Это достаточно наглядно можно видеть из рис. 74.

Вторым осложнением, нарушающим простейшие представления о выдержанности простираций осевых линий одновозрастных разломов, является их сложное строение, определяемое специфическим законом унаследованной активизации фрагментов разломов ранее возникших систем [196]. Он будет рассмотрен в п. 6.3.

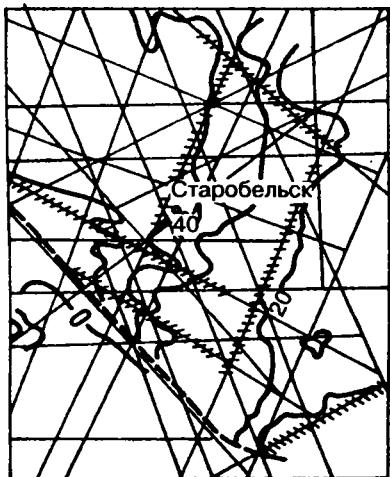
6.2. Взаимосвязь формирования разломных структур с осадконакоплением и складчатостью

Денудация и тесно связанный с ней процесс осадконакопления возможен только при наличии разности отметок в разных точках земной поверхности относительно уровенной поверхности — геоида. Поскольку под действием силы тяжести и протекающих на поверхности Земли физико-геологических процессов происходит выравнивание отметок дневной поверхности, то возобновление условий, необходимых для осуществления процессов денудации и осадконакопления, возможно только при наличии новой тектонической активизации Земли. Следовательно, каждой тектонической активизации должно соответствовать образование собственной осадочной толщи. Важность приведенного выше следствия заключается в том, что оно открывает новые возможности для решения сложных вопросов стратиграфии докембрия.

Например, судя по результатам наших исследований в пределах Украинского щита, наблюдалась, по крайней мере, шесть тектонических активизаций, характеризующихся собственными системами разломов и блоков [203]. Если бы удалось все суперкрустальные толщи на щите разделить на шесть групп, соответствующих определенным активизациям, то проблему их стратиграфии можно было бы заменить проблемой определения последовательности заложения систем разломов или решать эти проблемы в совокупности.

Возможность установления приуроченности суперкрустальной толщи в докембрии к активизации определенной системы разломов должна быть основана на знании законов формирования осадочных толщ в пределах системы активизированных блоков, в частности, на взаимосвязи местоположения и пространственной ориентировки границ блоков и формируемой первично-осадочной толщи, а также закономерностях изменения мощностей и гранулометрического состава осадочных пород. По-видимому, наиболее простых закономерностей формирования осадочных толщ следует ожидать для тектонических активизаций раннего докембра с последующим их усложнением в позднем докембре, поскольку с течением времени усложняется блокировка тектоносферы за счет последовательного наложения систем разломов. При этом активизация разломов определенных систем (направлений) будет определяться формой траектории движения полюса в соответствующую геологическую эпоху. В связи с «петлеобразностью» траектории перемещения полюса в одном и том же регионе в разное время должны активизироваться разломы разных направлений.

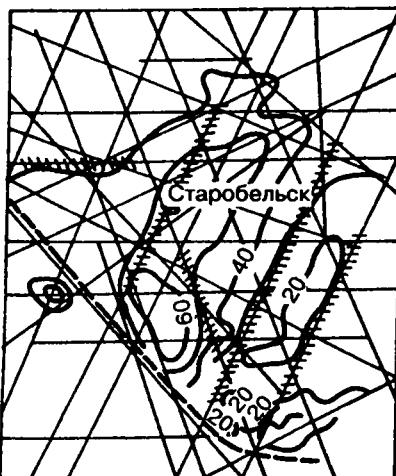
Рассмотрим это на примере формирования осадочной толщи в мезозое в пределах одного из участков Центрального Донбасса по данным М.Я. Бланка и В.Я. Пьянкова [15]. На рис. 78 приведены планы изопахит отложений коньякского, сантонского и кампанского ярусов K_2 , составленные по данным буровых работ (М.Я. Бланк). Они изображены на фоне планового положения разломов палеозойского фундамента, установленных В.Я. Пьянковым по геофизическим данным. Следует особо подчеркнуть, что обе группы рассматриваемых данных получены независимо, а, следовательно, должны отражать объективные закономерности. Из рис. 78 видно, что имеет место линейная взаимосвязь осадконакопления с активизированными системами разломов. В частности, подтверждается вывод о том, что в различное время активизируются системы разломов разной, но вполне определенной



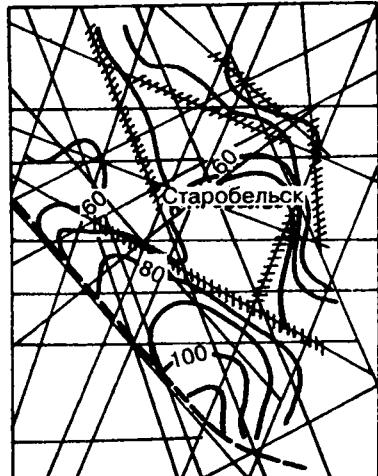
a



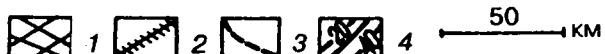
б



в



г



50 KM

Рис. 78. Примеры активизации различных систем разломов на одном из участков Центрального Донбасса:

1 – системы разломов фундамента, установленные по геофизическим данным; 2 – фрагменты разломов, разделяющие участки с различными законами распределения мощности осадочных образований (активизированные разломы); 3 – разрывные нарушения; 4 – изопахиты осадочных образований конькожского яруса (*а*), нижнесантонского (*б*), верхнесантонского (*в*) и нижнекомпанского (*г*) подъярусов (цифровка изолиний в метрах)

ориентировки. Из развивающейся ротационной гипотезы следует, что подобные закономерности образования первично-осадочных, ныне метаморфизованных толщ имели место и в докембрии с той лишь разницей, что система разломов тектоносферы была не- сколько проще.

Непосредственным следствием ротационной гипотезы является тесная взаимосвязь между активизацией разломов тектоносферы, осадконакоплением и складчатостью, поскольку эти процессы есть результатом разрядки единого планетарного поля напряжений. Становятся понятными известные закономерности: локализация молодой складчатости в узких зонах, расположенных, главным образом, у границ областей интенсивного поднятия и интенсивного опускания [94 и др.]; параллельность складок изолиниям мощности и пропорциональность интенсивности складчатости градиенту изменения мощности осадочной толщи [10 и др.]; так называемое правило Карпинского [217], заключающееся в том, что бассейны и занимаемые ими прогибы параллельны тому геосинклинальному поясу из окружающих данную платформу, который в этом цикле испытывает наиболее активное развитие.

В качестве примера, иллюстрирующего взаимосвязь разломных и складчатых структур в докембрии, на рис. 79 приведена схема магнитного поля Курской магнитной аномалии (КМА) на Воронежском кристаллическом массиве. На этом рисунке темным цветом выделены интенсивные магнитные аномалии, соответствующие полосам железистых кварцитов. Железистые кварциты вместе со сланцево-амфиболитовой толщей образуют узкие вытянутые структуры синклиниорного типа. Из рис. 79 следует, что они располагаются не произвольно, а подчиняются определенному закону, свидетельствующему об их заложении на границах блоков (разломах).

Наглядной иллюстрацией взаимосвязи осадконакопления и последующей складчатости с определенными системами разломов может служить известный пример выделения пород нижнепротерозойского возраста на Украинском щите (рис. 80), выполненный Я.Н. Белевцевым и А.К. Пруссом [9]. На рис. 80, б приведена выкопировка из схемы геологического строения щита, составленная упомянутыми авторами. Для обоснования показанных на схеме нижнепротерозойских структур Я.Н. Белевцев и А.К. Прусс использовали четыре геологических критерия. На рис. 80, а показаны области щита, в пределах которых наблюдается преимущественно меридиональное простиранье складчатости по данным магниторазведки [75]. Поражает достаточно хорошее совпадение

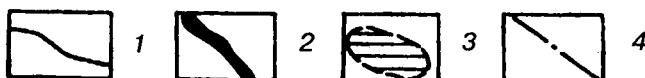
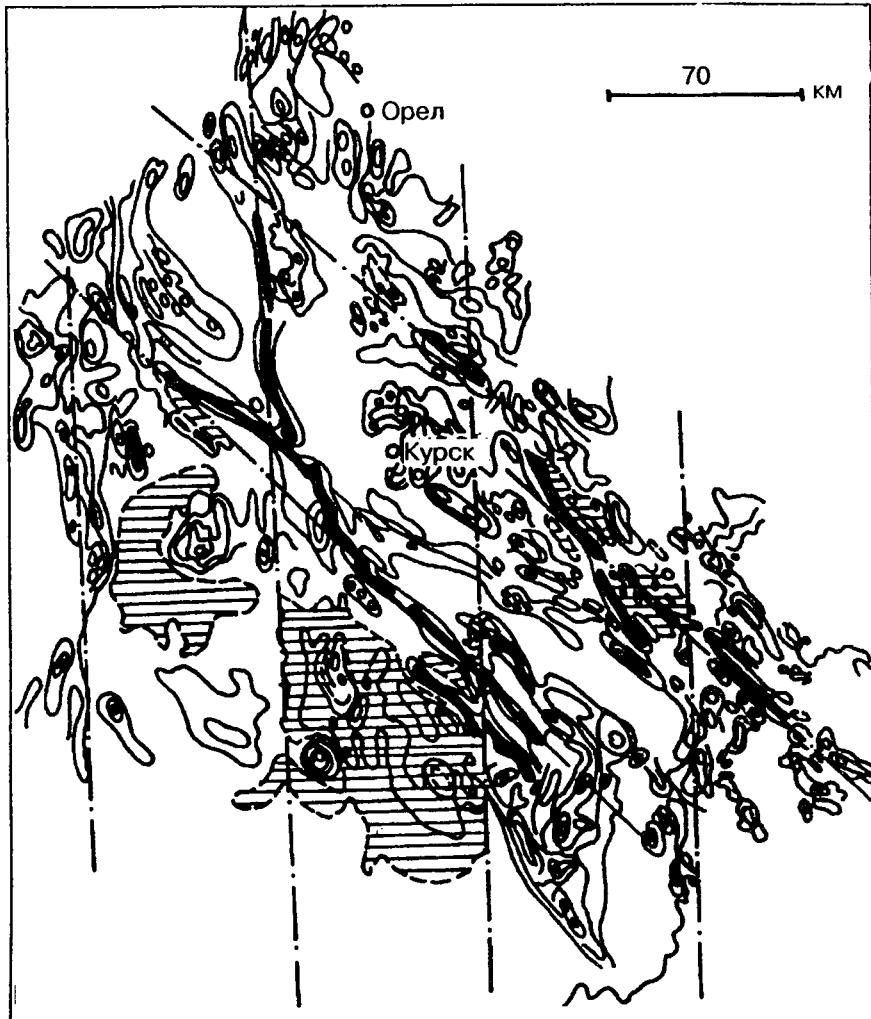


Рис. 79. Схема магнитного поля Курской магнитной аномалии:
1 — изодинамы; 2 — положительные аномалии высокой интенсивности; 3 — отрицательные аномалии; 4 — осевые линии межблоковых разломов

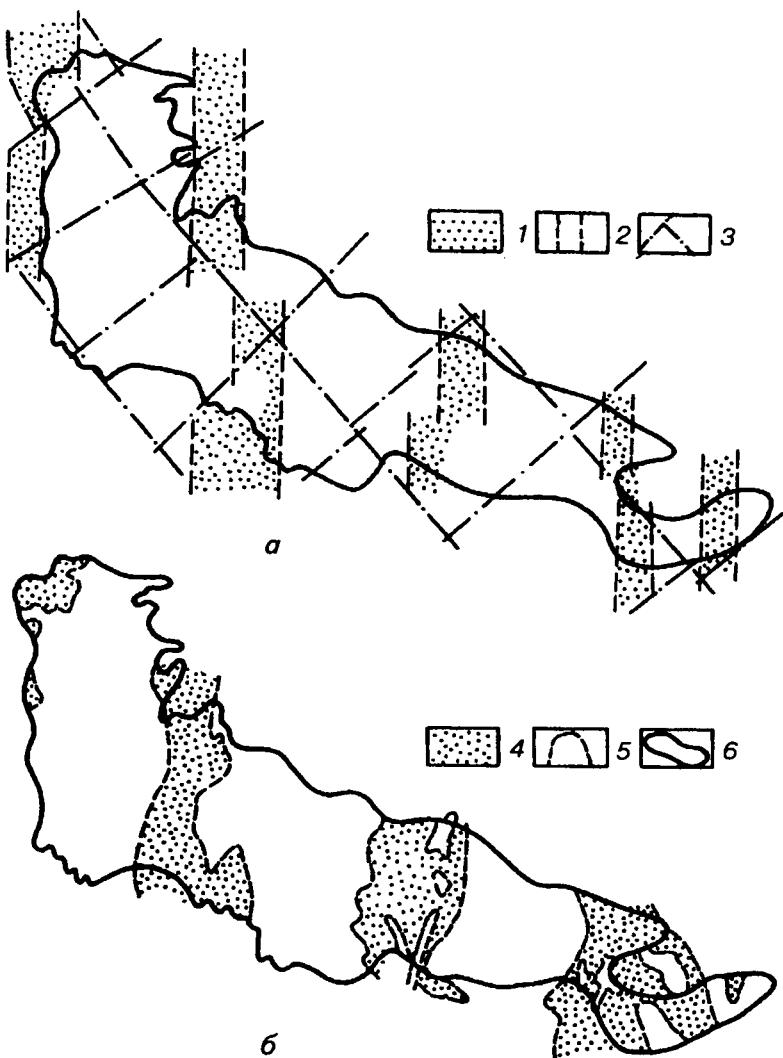


Рис. 80. Схема сопоставления участков с выдержаным меридиональным простиранием осей линейных магнитных аномалий (а) и областей расположения раннепротерозойских структур (б) на Украинском щите:

1 — участки с меридиональным простиранием осей линейных магнитных аномалий; 2 — разломы ортогональной системы; 3 — разломы диагональной системы; 4 — области раннепротерозойской складчатости; 5 — границы областей раннепротерозойской складчатости; 6 — условный контур щита

зон с меридиональным простиранием пород и нижнепротерозойских структур (трогов). Отметим дополнительно, что границы этих зон совпадают с разломами ортогональной системы или параллельны им, что свидетельствует об образовании рассматриваемых структур в процессе заложения или активизации разломов ортогональной системы.

Все изложенное выше относится к наложенным (троговым) структурам, которые во многом аналогичны фанерозойским структурам в осадочном чехле. В докембрии, наряду с классической, имеет существенное распространение изоклинальная, близкая к вертикальной складчатость, наблюдаемая в гнейсо-мигматитовой толще и родственных ей образованиях. Долгое время природа этой складчатости оставалась неясной. Специальными исследованиями, проводившимися в пределах Украинского щита, установлено, что подобная складчатость в докембрии наблюдается вдоль большинства разломов и обязана относительным перемещением по ним блоков [75, 200]. Она получила название разломной.

Если принять за основу складкообразования в наложенных структурах механизм складчатости скальвания по М.П. Биллингу [252], то появляется возможность объединения в единый генетический тип многих видов складок, например таких, как штамповые (по В.В. Белоусову), приразломные, надразломные и траженные (по В.Е. Хайну) и даже складчатость волочения в понимании Дж. Муди и М. Хилла [270]. Основная ценность такого подхода к изучению складчатости заключается в определении четкой взаимосвязи между относительными перемещениями разнорядковых блоков фундамента и деформациями перекрывающих его толщ. Таким образом, оба названных выше класса складчатости генетически связаны между собой относительными перемещениями одних и тех же блоков фундамента, хотя пространственно они разобщены.

Самая сложная и наименее изученная особенность формирования складчатости в докембрийских наложенных структурах обусловлена многоактностью тектонических активизаций, которую Ю.И. Лазарев охарактеризовал так. Многочисленными исследованиями последнего десятилетия в различных частях земного шара для самых разных метаморфических комплексов установлено, что наблюдаемое тектоническое строение от масштаба одного шлифа до целой складчатой зоны возникло не в результате одноактной, однофазной деформации и складчатости пород, а является сводным результатом нескольких таких фаз. Поэтому

наложение складчатостей представляет собой обычную особенность строения районов развития метаморфических пород [121]. Для наших целей важно подчеркнуть, что приведенное заключение подтверждает многоактность тектонических активизаций Земли, что вытекает из развивающейся тектонической концепции.

В процессе тектонической активизации возникает определенная система разломов (блоков) и связанная с ними осадочно-вулканогенная толща; наряду с деформацией фундамента происходит складкообразование в осадочной толще. Эмпирически установлена весьма тесная взаимосвязь таких элементов складчатости, как осевые поверхности одновозрастных складок разного порядка, плоскостные структуры (сланцеватость, метаморфическая полосчатость, кливаж) и продольные разломы. Все эти элементы, возникшие в одну тектоническую активизацию, оказываются параллельными между собой [121]. Указанную закономерность легко объяснить, если исходить из представлений о том, что перечисленные выше тектонические элементы являются результатом разрядки единого поля планетарных напряжений. Добавим лишь, что образование плоскостных структур в метаморфических толщах подобно образованию разломной складчатости в породах фундамента.

В результате многоактности формирования докембрийских тектонических структур наряду с описанными выше системами разломов фундамента образуется разновозрастная взаимно пересекающаяся складчатость как в наложенных структурах, так и в фундаменте. Такое положение *de jure* признается многими исследователями [121 и др.], но, к сожалению, не находит признания *de facto*. Пока нет реально разработанной технологии восстановления докембрийских структурных планов, сформированных под влиянием многократных тектонических активизаций. По-видимому, это связано со сложностью исходных физико-геологических моделей многократного структурообразования.

Тем не менее, принципиальная возможность восстановления такого рода планов есть. На рис. 81 приведена схема восстановления одного из элементов таких планов — разновозрастной складчатости на одном из участков Приазовской части Украинского щита. При этом в качестве основной характеристики складчатости любого тектонического этапа приняты условные линии простирания, соответствующие следам плоскостных структур на уровне докембрийского эрозионного среза. Методика изучения взаимно пересекающейся докембрийской складчатости достаточно подробно описана ранее [198].

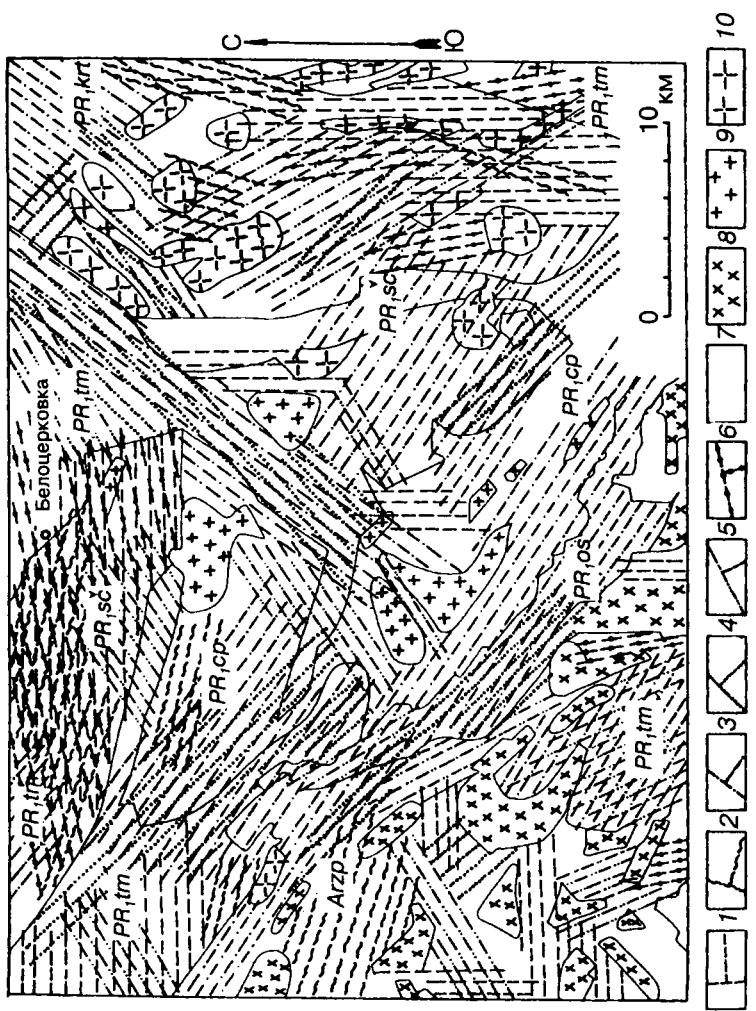


Рис. 81. Схема проявления разновозрастных докембрийских складчатостей на одном из участков Приазовья (по В. Н. Гончаренко):
 1–6 – условные линии простирания складчатостей, характеризующихся азимутами 0 и 270° (1), 17 и 287° (2), 35 и 305° (3), 45 и 315° (4), 62 и 322° (5), 77 и 347° (6); 7–9 – области распространения гранитоидов приазовского комплекса (7 – диориты и гранодиориты, 8 – граниты антектические и палингнейные, 9 – плагиграниты); 10 – границы областей разной складчатости по геофизическим данным

Взаимосвязь образования разломных структур, осадконакопления и складчатости весьма многогранна. Мы коснулись только некоторых ее форм, являющихся следствием относительного перемещения блоков. Из развивающейся гипотезы следует тесная связь между формированием разломных структур и активизацией магматической деятельности. Принципиальная сторона этого вопроса уже рассматривалась. Возникает необходимость изучения закономерностей образования докембрийских формаций, представляющих собой естественные сложные сочетания метаморфизованных первично-осадочных магматических пород в связи с многоактностью тектонических активизаций. Следовательно, один из рациональных путей восстановления геологической истории щитов — формационный анализ. Определенный вклад в его развитие для докембрия сделан школой Е. М. Лазько [131 и др.]. Тем не менее, представляется, что нужны целенаправленные исследования этой проблемы с позиций разломно-блоковой тектоники и, в частности, с позиций Новой ротационной гипотезы структурообразования.

Проблема взаимосвязи разломообразования в тектоносфере и сопутствующих ему геологических явлений, безусловно, сложна и не достаточно изучена, но главная трудность ее решения заключается в преодолении традиционных представлений. Более трех десятилетий тому назад опубликована серия замечательных работ А. В. Пейве [148, 150 и др.] о взаимосвязи осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами, но до сих пор они не нашли должного отражения в господствующих геотектонических концепциях. Такое положение сохраняется несмотря на то, что в литературе непрерывно появляются ссылки, подтверждающие генетическую взаимосвязь названных выше явлений. В частности, многие исследователи по сей день придерживаются традиционных представлений об отсутствии связи между разломными и складчатыми структурами, вытекающими из классической концепции геосинклиналей и платформ. Представляется, что одной из серьезных причин такого положения является определенная несовместимость вскрываемых закономерностей с исходными геотектоническими концепциями.

6.3. Закон унаследованного формирования разломных структур. Последовательность возникновения систем разломов

Принцип унаследованности в геотектонике, установленный Н.С. Шатским [231, 232 и др.] и А.В. Пейве [149], имеет существенное значение для восстановления истории формирования структур в верхней части тектоносферы. Суть его общеизвестна. В данном случае речь идет об определенной закономерной взаимосвязи элементов унаследованности и новообразований при формировании новых систем разломов на фоне возникших ранее.

Закон унаследованной активизации. При очередном достижении критических напряжений в тектоносфере происходит образование новой системы разломов, частично в результате раскалывания старых блоков, а частично за счет обновления (активизации) фрагментов разломов ранее возникших систем, но так, что осевые линии формируемых разломов остаются неизменными, совпадающими с направлением разрядки поля планетарных напряжений. Принципиальная схема образования одного из новых разломов с участием элементов разломов ранее существующих систем показана на рис. 82, а. По-видимому, выбор участающих фрагментов разломов «старых» систем (унаследованных элементов) должен регулироваться условием минимума затрачиваемой на перестройку энергии. Важно подчеркнуть, что этот закон соблюдается при формировании разломных структур разных масштабов и любого возраста, начиная от докембрия до мезозоя-кайнозоя. Он оказывается справедливым при образовании современной речной и овражно-балочной систем. Рассмотрим это на примерах формирования известных структур разного возраста.

П р и м е р 1 . На рис. 82, б изображена тектоническая схема Криворожской структурно-фацальной зоны, сложенной породами протерозойского возраста. Выбор Криворожской структурно-фацальной зоны для обсуждаемого закона унаследованной активизации определен несколькими факторами: сравнительно хорошей изученностью, безусловной связью ее образования с Криворожско-Кременчугским глубинным разломом [8] и отсутствием разногласий у исследователей в вопросе отнесения пород железорудной формации к одновозрастным образованиям. Последнее обстоятельство весьма важно для наших целей, поскольку подтверждает одновременное участие фрагментов разло-

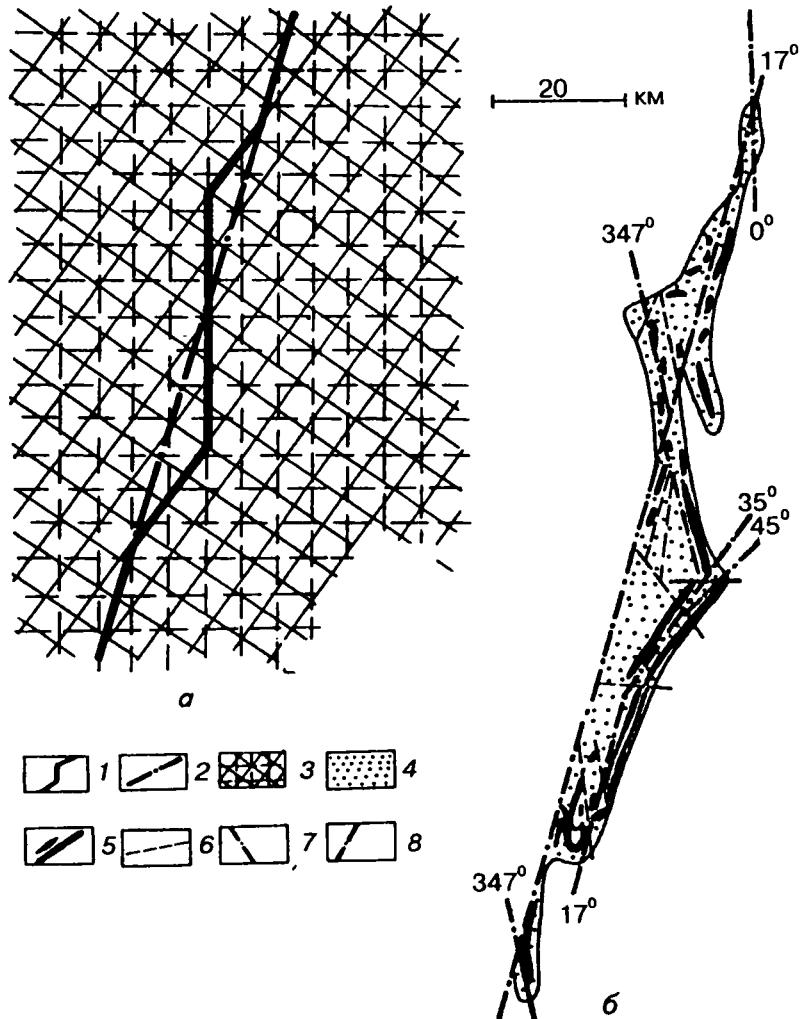


Рис. 82. Принципиальная схема унаследованного формирования разломных структур (*a*) и тектоническая схема Криворожской структурно-фациальной зоны (*b*):

1 — формируемый разлом; 2 — осевая линия формируемого разлома; 3 — сеть ранее существовавших разломов; 4 — породы Криворожской структурно-фациальной зоны (нерасчлененные); 5 — железистые кварциты; 6 — разрывные нарушения; 7 — осевые линии фрагментов Криворожской структурно-фациальной зоны; 8 — осевая линия Криворожского разлома

мов разных систем в формировании рассматриваемой структурно-фациальной зоны. Конкретная взаимосвязь образования Криворожской структурно-фациальной зоны с Криворожско-Кременчугским глубинным разломом описана нами ранее [177].

Породы железорудной формации являются достаточно хорошими маркирующими горизонтами, позволяющими установить азимуты фрагментов разломов разных систем, участвующих в формировании железорудных толщ (см. рис. 82, б). Криворожско-Кременчугский глубинный разлом имеет азимут простирации 17° . Из рис. 82, б следует, что наряду с фрагментами разломов с азимутами 17° в формировании структуры принимают участие разломы с азимутами простираций $0, 35, 45$ и 347° , но так, что осевая линия Криворожско-Кременчугского разлома является одновременно и осевой линией сложной совокупности активизированных фрагментов разломов названных выше систем. Приведенный пример, с нашей точки зрения, является убедительной иллюстрацией обсуждаемого закона унаследованной активизации. Следует особо подчеркнуть, что этот закон достаточно универсален и проявляется при формировании разломных структур Украинского щита любого порядка [196].

При мер II. На рис. 83 приведена схема Уральской структурно-фациальной зоны. По общепринятым мнению Урал является типичной внутренней геосинклинальной системой, развившейся в позднем протерозое и палеозое [178]. Обращает на себя внимание следующее.

1. При общем меридиональном простирации Уральской структурно-фациальной зоны наблюдаются отдельные ее фрагменты с четко выраженным простирациями, отличными от меридионального. Азимуты простираций осевых линий этих фрагментов показаны на рис. 83.

2. Простирания линейных фрагментов Уральской структурно-фациальной зоны совпадают как с простирациями докембрийских разломов, установленных на Украинском щите, так и с простирациями систем разломов в пределах примыкающих к Уралу частей Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты [187 и др.]. А это значит, что в формировании этих фрагментов принимали участие блоки, образованные соответствующими системами докембрийских разломов.

3. Несмотря на многоактность формирования Уральской структурно-фациальной зоны, ей, несомненно, присущи некоторые общие особенности, связанные, по-видимому, с общностью начального этапа ее образования. В частности, пространственное

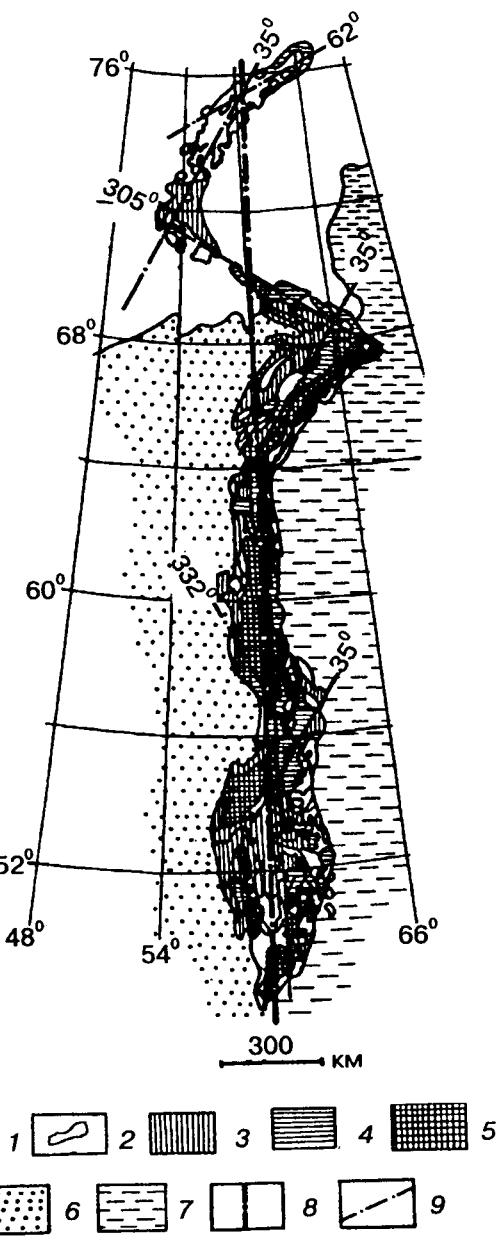


Рис. 83. Схема Уральской структурно-фациальной зоны (составлена по карте СССР масштаба 1:10 000 000 М.Г. Николаевой, 1975 г.):

1 – интрузии основного и ультраосновного составов; 2 – интрузии кислого состава; 3–5 – образования Уральской структурно-фациальной зоны (3 – верхнепалеозойские, 4 – нижнепалеозойские, 5 – протерозойские); 6 – восточный край Восточно-Европейской платформы; 7 – западный край Западно-Сибирской плиты; 8 – осевая линия сложной Уральской структурно-фациальной зоны; 9 – осевые линии фрагментов Уральской структурно-фациальной зоны

положение отдельных фрагментов таково, что выдерживается единая осевая линия меридионального простирания (точнее ее азимут простирания соответствует 2°). Следовательно, системы разломов, имеющие азимуты простираний 305 и 35° , 332 и 62° , 347 и 77° и с активизацией которых связано формирование соответствующих фрагментов Уральской меридиональной структурно-фациальной зоны, должны были существовать до начала возникновения ортогональной системы разломов, представителем которой является сложный Уральский глубинный разлом.

П р и м е р III. В качестве примера унаследованного формирования палеозойской структуры рассмотрим Днепровско-Донецкую впадину (рис. 84, а). Из рисунка следует, что фрагменты центрального грабена Днепровско-Донецкой впадины образованы разломами, азимуты простирания которых совпадают с азимутами докембрийских систем, установленных нами на Украинском щите. Судя по заполняющим центральный грабен осадочным образованиям, он имеет герцинский возраст. Следовательно, в герцинское время за счет активизации определенного сочетания фрагментов разломов докембрийского заложения образовался центральный грабен Днепровско-Донецкой впадины. Для наших целей важно подчеркнуть закон активизации фрагментов разломов докембрийских систем. Центральный грабен Днепровско-Донецкой впадины состоит в основном из фрагментов широтного и северо-западного (305 , 315°) простираций. При этом их сочетание таково, что выдерживается среднее направление грабена с азимутом простирания 295° .

Интересно заметить, что в последнее время благодаря исследованиям ГСЗ [179] в пределах герцинского грабена обнаружен более древний — рифейский грабен (см. рис. 84, б). Обращает на себя внимание то, что, во-первых, простирания осевых линий этих грабенов не совпадают, а, во-вторых, осевая линия внутреннего рифейского грабена оказывается параллельной осевой линии известного Пачелмского «прогиба», возраст которого считается тоже рифейским [232]. Этот факт также свидетельствует об общих законах формирования структур в верхней части тектоносферы за счет разрядки единого поля планетарных напряжений. При этом могут активизироваться отдельные фрагменты нескольких ранее образованных систем разломов, но на относительно близком расстоянии в одно и то же время формируются линейные структуры с выдержаными средними азимутами осевых линий, а в разные времена — с различными азимутами.

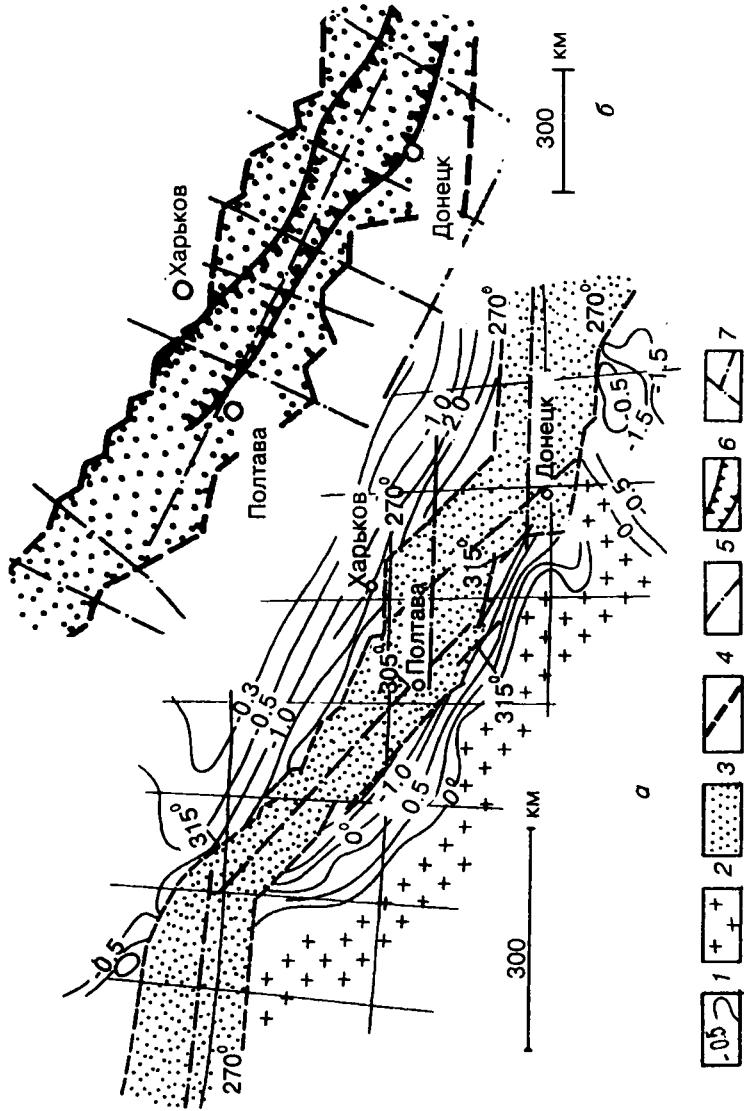


Рис. 84. Тектонические схемы Днепровско-Донецкой впадины (составлены по международной тектонической карте Европы масштаба 1:2 500 000 под редакцией Н.С.Штилце, А.Б.Болданова, Ф.Блонделя, 1962 г. (a) и по В.Б. Сокологубу, А.В. Чекунову, 1975 г. (б)).
 1 — изогипсы докембрийского кристаллического фундамента; 2 — выходы докембрийских город в промежах Украинского щита; 3 — центральный грабен Днепровско-Донецкой впадины; 4 — границы терригенных депрессий; 5 — осевые линии фрагментов герцинского грабена; 6 — границы терригенного грабена; 7 — сейсмические профили

Пример IV. На рис. 85 приведена схема Кавказской структурно-фациальной зоны, которая является частью сложно построенной системы альпийских складчатых сооружений [123 и др.]. Она представляет собой простирающийся прямолинейно с запада-северо-запада, на восток-юго-восток почти на 1300 км при ширине 100–200 км асимметричный альпийский мегаантеклиниорий с отчетливым осевым поднятием, сложенным палеозоем и лейасом, с относительно широким и просто построенным северным и более узким южным крылом, образованным сильно смятыми, как правило, запрокинутыми и надвинутыми к югу мезозойскими и отчасти палеогеновыми толщами [123]. Обращает на себя внимание следующее.

1. При общем выдержанном так называемом кавказском направлении рассматриваемой структурно-фациальной зоны, средний азимут простирания которой соответствует 295° , наблюдаются отчетливые линейные фрагменты с азимутами простирания 305° (поднятие Западного Кавказа, южная граница Терско-Дагестанского предгорного прогиба). При этом пространственное положение отдельных фрагментов таково, что выдерживается единая осевая линия с азимутом простирания 295° .

2. В формировании отдельных фрагментов структурно-фациальной зоны Большого Кавказа участвовали системы разломов докембрийского заложения, представителями которых являются разломы с азимутами простираций 305 и 270° . Другими словами, альпийскому орогеническому циклу предшествовал не только герцинский этап геосинклинального развития Большого Кавказа. По-видимому, начало его формирования относится к докембрию и связано с заложением или активизацией названных выше систем разломов. Наличие комплекса кристаллических сланцев в основании палеозойской толщи в области Главного хребта и в зоне Северо-Кавказского краевого массива, относящихся предположительно к докембрию [46], свидетельствует в пользу сделанного выше вывода.

Детальный анализ линейных элементов гравитационного и магнитного полей свидетельствует о том, что в формировании поднятий Западного и Восточного Кавказа наяду с разломами, имеющими азимут простирания 305° , принимали участие разломы с азимутом простирания 315° . Пространственные и временные взаимоотношения этих систем разломов весьма важны для восстановления истории развития структурно-фациальной зоны в целом, но в данном случае ставится более простая задача: пока-

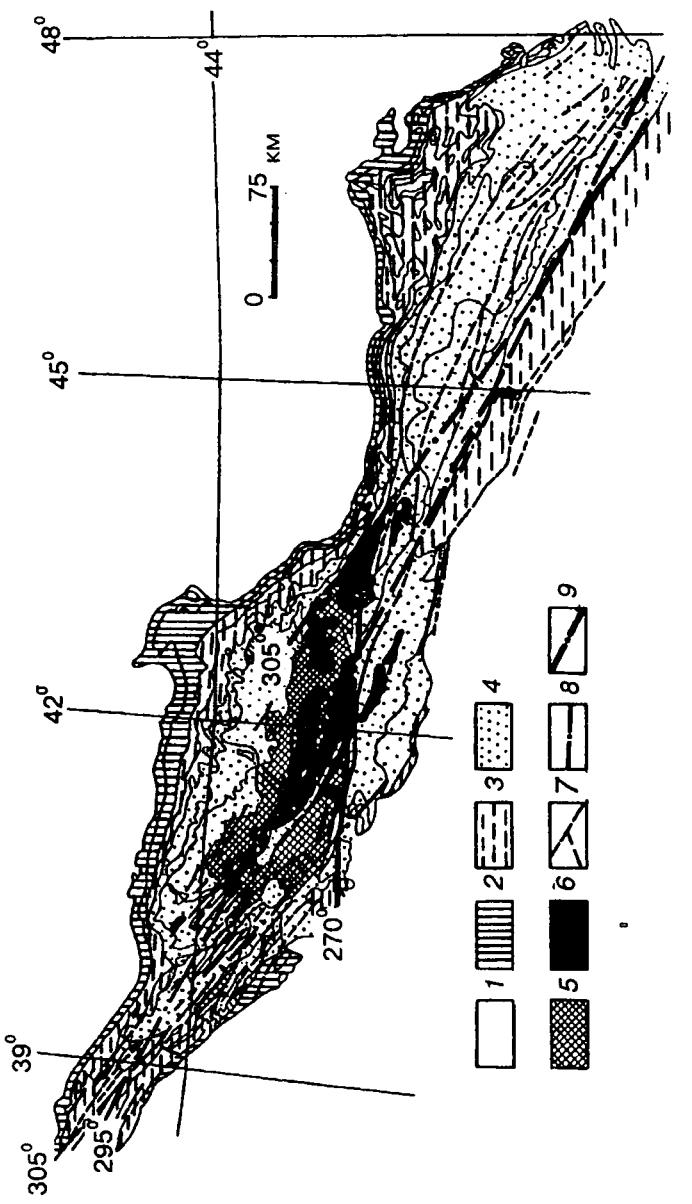


Рис. 85. Схема Кавказской структурно-фациальной зоны (составлена по геологической карте Северного Кавказа масштаба 1:2 500 000 А.Л. Луневым и Г.Л. Щербинской, 1965 г., с добавлениями Т.А. Машенко, 1975 г.);
 1 — палеоген-неогеновые и более молодые образования Предкавказья; 2—4 — геологические образования Северного Кавказа (2 — палеоген, 3 — мез., 4 — третас и юра); 5 — осадочно-метаморфические образования палеозоя и протерозоя; 6 — гранитодибы палеозойские; 7 — разрывные нарушения; 8 — осевые линии фрагментов Кавказской структурно-фациальной зоны; 9 — осевые линии, соответствующие Кавказскому направлению (295°)

зать реализацию закона унаследованной активизации ранее возникших разломов при формировании фанерозойских структур. Иллюстрацией этого закона может служить также активизация фрагментов разломов на границе мела и палеогена, которая достаточно четко видна из рис. 85, по характерному поведению линейных отрезков контактов этих отложений в северной части Кавказской структурно-фациальной зоны.

П р и м е р V. На рис. 86, а приведена схема речной сети Украины, на которой тонкими сплошными линиями показаны спрятленные участки крупных рек, а цифрами — азимуты их простирации. Спрятление участков рек — операция далеко не однозначная и в значительной мере зависит от масштаба изображения рек. В этой связи отметим следующее. При спрятлении рек были использованы направления, соответствующие азимутам простирации разломов, установленные нами ранее для докембрия Украинского щита. Правомерность такой операции наглядно видна из рис. 86, а. На рис. 86, б приведена роза-диаграмма распределений суммарной длины спрятленных участков рек в соответствующих направлениях.

Интересна еще одна не представленная на рисунке закономерность. Отдельные фрагменты спрятленных участков рек, не совпадающие по направлению со спрятывающими линиями, при исследовании в более крупном масштабе оказываются состоящими из генерализованных отрезков тех же азимутов. Следовательно, русла современных рек и их притоков определенным образом наследуют на поверхности Земли существующую сеть систем разломов [200]. К сожалению, конкретные закономерности формирования русел рек с этих позиций недостаточно изучены. Заслуживает внимания один из возможных механизмов унаследованности, предложенный В.А. Великановым [37]. Для наших целей важно подчеркнуть, что геометрические особенности пространственного положения спрятленных участков русел рек во многом аналогичны закономерностям унаследованного образования разломных структур на фоне ранее возникших систем разломов.

Приведенные выше примеры являются свидетельством справедливости сформулированного выше закона унаследованной активизации разломов ранее возникших систем и связанных с ними поверхностных структур во все геологические эпохи. Это еще раз подчеркивает правомерность одного из постулатов развиваемой ротационной гипотезы, согласно которому формирование структур тектоносферы в течение всей геологической истории Земли подчинялось одним и тем же законам.

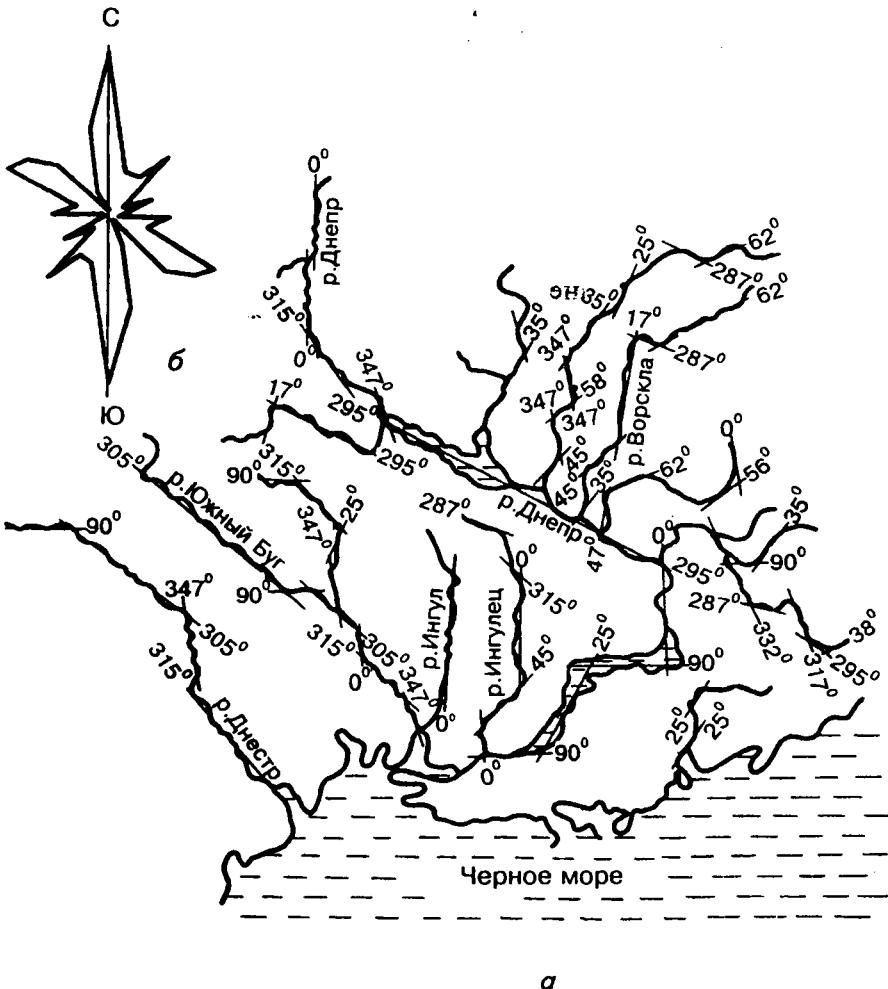


Рис. 86. Схема речной сети Украины (а) и роза-диаграмма распределения азимутов спрямленных участков крупнейших рек (б), составленные по карте Украины масштаба 1:4 000 000 [114]

Вместе с тем, существующие в настоящее время некоторые различия в подходах к изучению докембрия и фанерозоя имеют определенные основания. Смысл их заключается в следующем. Поскольку геологическая история докембрия насчитывает более 3 млрд лет, то за это время произошло столько тектонических активизаций, что они нарушили всю тектоносферу системами

разломов, отличающимися друг от друга азимутами простираций не более чем на 15°. Абсолютное большинство структур, сформированных в фанерозое, должно унаследовать элементы докембрийских блокировок. Здесь нельзя не вспомнить подобный вывод Н.С. Шатского, к которому он пришел эмпирическим путем. В частности, в работе [232] о происхождении Пачелмского прогиба он писал, что имеющиеся по этому поводу материалы не оставляют сомнений в том, что форма и соотношение синеклиз и прогибов при их оседании определяются глыбовой структурой земной коры, т.е. ранее существовавшей или потенциальной системой разломов и тектонических швов планетарного характера. В свете приведенных выше данных можно считать в определенной мере оправданными представления некоторых тектонистов об «изначально существующей» регматической системе Земли и активизации ее элементов в фанерозое.

При изучении докембрийских структур такие представления не годятся. Здесь важен учет последовательности возникновения систем разломов, поскольку такой подход открывает возможность восстановления истории формирования и возрастных взаимоотношений связанных с ними структур. Пренебрежение последовательностью заложения систем разломов равносильно отказу от исторического подхода к изучению геологических структур и сопоставимо, например для фанерозоя, с объединением всех известных тектонических эпох в одну. Другое дело, что эта проблема для докембрая несомненно сложнее, чем для фанерозоя. Она не только не решена, но за редким исключением даже не ставится. Некоторые предложения в этом направлении изложены ниже.

Последовательность возникновения систем разломов. Из развиваемой ротационной гипотезы следует, что каждой эпохе тектонической активизации должна соответствовать своя система разломов, ориентировка которой в пространстве определяется положением и направлением перемещения оси вращения в момент активизации. Следовательно, наиболее простой путь определения возраста систем разломов — по траектории движения полюсов. К сожалению, имеющиеся палеомагнитные данные в лучшем случае позволяют надеяться на восстановление траекторий полюсов для фанерозоя. А в фанерозое простая зависимость между временем возникновения систем разломов и их ориентировкой в значительной мере нарушается вследствие влияния специфического закона унаследованной активизации. Получить траекторию движения полюсов с необходимой точностью для докембрая в ближайшее время не представляется возможным.

Таким образом, этот путь пока отпадает.

Известные методы определения возрастных взаимоотношений разрывных нарушений, основанные на анализе взаимных перемещений, для структур многоактного формирования также не могут быть использованы из-за влияния последующих тектонических активизаций. Необходима разработка специальных приемов. Основываясь на, предположении, что разломы одной системы закладываются практически одновременно, а время заложения различных систем — разное, можно рекомендовать несколько таких приемов. Кратко они сводятся к следующему.

1. Первый прием определения последовательности заложения систем разломов основан на использовании закона унаследованной активизации. Рассмотрим его сущность. Установив разлом сложной формы с выдержанной осью простирания, соответствующей направлению изучаемой системы разломов (см. рис. 82, *a*), определяют фрагменты, из которых он состоит, отличающиеся по направлению от осевых линий. Эти фрагменты являются отрезками разломов систем, существовавших до начала формирования изучаемого разлома. Главная трудность использования этого приема состоит в том, чтобы из всего многообразия проявлений изучаемого разлома выбрать те, которые относятся к акту его заложения.

Для иллюстрации этого приема обратимся к Криворожско-Кременчугскому глубинному разлому (см. рис. 82, *b*), с образованием и последующим развитием которого связано формирование Криворожского железорудного бассейна. Фрагменты его структуры, достаточно четко подчеркиваемые простирациями железистых кварцитов, свидетельствуют об участии в формировании бассейна разломов с азимутами простираций: 17, 35, 45, 347 и 0°. Следовательно, система разломов с азимутами простираций 17 и 287° по времени заложения, по крайней мере, п я т а я . Дополнительные исследования, проведенные на других структурно-фациональных зонах Украинского щита, одновозрастных с Криворожской, позволили установить в формировании системы разломов с азимутами простираций 17 и 287° участие фрагментов с азимутами простираций 62 и 332° [196]. Совокупность приведенных данных позволяет сделать вывод, что система разломов с азимутами простираций 17 и 287° по времени заложения является п о с л е д н е й из известных ш е с т и систем. Отсюда становится ясным наиболее четкое ее геологическое проявление, а также относительно хорошая сохранность структур, связанных с формированием разломов этой системы.

Из анализа геометрических особенностей фрагментов Уральской структурно-фациальной зоны, как уже указывалось, можно сделать вывод о том, что системы разломов, имеющие азимуты простираций 305 и 35° , 332 и 62° , 347 и 77° , должны были существовать до начала заложения ортогональной системы разломов. Весьма интересны азимутальные характеристики разновозрастных элементов Уральской структурно-фациальной зоны в районах: Уральского выступа Восточно-Европейской платформы, Пай-Хоя и Северной Земли, детальный анализ которых мог бы дать дополнительные сведения о последовательности активизации рассматриваемых разломов во времени. Совокупность известных данных позволяет сделать вывод, что первоначальное возникновение ортогональной системы разломов относится, безусловно, к докембрийскому времени и является пятой по счету из неоднократно называвшихся систем разломов.

Важность этого вывода несомненна, однако он требует проверки. В частности, некоторые сомнения вызывают данные о роли системы разломов с азимутами простираций 332 и 62° в формировании Уральской структурно-фациальной зоны. Вполне может оказаться, что с этой системой связано образование наложенных структур и тогда они поменяются местами по времени образования с ортогональной системой. Нужны дополнительные детальные исследования этого вопроса, в частности, поиск других приемов определения последовательности заложения систем разломов и их активизации. Независимо от результата проверки предлагаемого вывода в случае окончательного решения вопроса о порядке возникновения ортогональной системы разломов и системы разломов с азимутами простираций 332 и 62° будет сделан еще один шаг в выяснении последовательности тектонических активизаций тектоносферы, важность которого трудно переоценить.

2. Второй прием основан на представлении о том, что разломы вновь образующейся системы, пересекая существующие блоки, как правило, имеют различные геологические характеристики. В пределах разных блоков объединяющим признаком таких разломов должна быть выдержанная по направлению осевая линия, а смена характеристик должна происходить на границах блоков ранее возникшей системы (см. рис. 76, б). Пользуясь этими представлениями, на примере достаточно хорошо изученного Девладовского разлома можно показать, что заложение ортогональной системы (0 и 270°) произошло позже диагональной (45 и 315°). Более позднее возникновение ортогональной системы по

сравнению с диагональной подтверждается и в других районах Украинского щита [196].

3. Наряду с описанными выше приемами можно рекомендовать еще один достаточно хорошо известный прием, состоящий из анализа нарушенности структурно-фациальных зон разломами определенных систем. Если время образования структурно-фациальных зон известно, то можно указать относительное время проявления соответствующей системы разломов. Однако этот прием требует более деликатного обращения в связи с возможными ошибками из-за того, что за время образования разломов легко можно принять время одной из их активизаций.

В заключение укажем, что совокупность известных данных, часть из которых приведена выше, позволяет сделать вывод о такой наиболее вероятной последовательности возникновения шести известных систем докембрийских разломов с азимутами простираний: 305 и 35°, 315 и 45°, 332 и 62°, 347 и 77°, 0 и 270°, 17 и 287°. Естественно, в связи с чрезвычайной важностью этого вывода для теоретической геотектоники он требует тщательной и неоднократной проверки на примерах структур разного возраста и масштаба в различных регионах.

6.4. Вращение Земли и физические поля

Гравитационное поле. В п. 2.2 приведены основные соотношения, связывающие элементы гравитационного поля с формой Земли, поэтому тут ограничимся только сведениями, характеризующими ее сжатие. Наличие сжатия Земли ϵ является одним из непременных условий справедливости Новой ротационной гипотезы структурообразования. Оно определяется совокупным влиянием потенциала притяжения и потенциала центробежных сил. Величина сжатия Земли, вычисленная по данным анализа орбит искусственных спутников, оказывается равной 1/298,25. Она отличается от теоретической величины сжатия гидростатически уравновешенной Земли ($\epsilon_0 = 1/299,8$) всего на 0,5 %. Этот параметр определяет глубину проникновения разломов в тектоносферу и характеризует сопутствующие разломообразованию геологические явления. Следовательно, знание законов изменения ϵ в течение геологической истории позволяет оценивать интенсивность тектонических процессов на Земле в различные геологические эпохи.

Разница между величинами ϵ и ϵ_0 соответствует экваториальное вздутие приблизительно на 200 м больше того, каким оно должно быть при гидростатическом равновесии Земли. Представ-

ления о причинах такого явления у разных исследователей далеко не одинаковые. Так, У. Манк и Г. Макдональд [115] предполагают, что негидростатическая форма экваториального вздутия вызвана запаздыванием в приобретении Землей равновесной формы при постепенном уменьшении скорости ее вращения в связи со значительной вязкостью нижней мантии. С такой трактовкой решительно не согласны Голдрейх и Тумп [19]. Сам факт существования «ископаемого» гидростатически неуравновешенного экваториального вздутия ставится ими под сомнение на том основании, что результаты вычислений находятся на грани их точности. Для наших целей важно подчеркнуть: 1) некоторые отклонения реальной формы Земли от ее идеальной гидростатической модели практически никак не сказываются на развиваемой геотектонической концепции; 2) в будущем, при увеличении точности изучения гравитационного поля Земли, можно надеяться на использование разности между значениями ϵ и ϵ_0 для оценки физических параметров внутренних оболочек Земли.

Магнитное поле. Предлагаемая модель магнитного поля Земли представляет собой альтернативу наиболее распространенной в настоящее время модели гидромагнитного динамо [21, 266 и др.]. Она сформировалась в процессе разработки Новой ротационной гипотезы структурообразования в тектоносфере и базируется на том же механизме, что и тектогенез. Некоторые ее элементы заимствованы из модели В.В. Кузнецова [97]. Прежде чем излагать ее сущность, сформулируем основные требования, которым должна удовлетворять любая модель магнитного поля Земли. Они основаны на результатах изучения особенностей земного магнитного поля. Кратко эти требования сводятся к следующему.

1. Источник магнитного поля должен находиться внутри Земли и быть тесно связанным с ее ротационным режимом.

Это требование вытекает из известных представлений о том, что доля внешнего магнитного поля не превышает 1 % наблюдаемого на поверхности Земли [243]. Взаимосвязь магнитного поля с ротационным режимом Земли является следствием определенных закономерностей взаимного расположения магнитных полюсов Земли и полюсов ее вращения. В частности, в п. 2.4 было показано, что они не просто близки между собой, а среднее положение магнитных полюсов за интервал времени порядка 10^4 лет соответствует среднему положению полюсов вращения за этот же интервал времени. Естественно, модель должна допускать возможность объяснения и разницы в их положении.

2. Источником главного магнитного поля Земли может быть система электрических токов, которые проходят внутри Земли.

Логика этого требования основана на том, что температура во внутренних оболочках Земли практически исключает ферромагнитную природу поля. В лучшем случае железо-никелевое ядро Земли может служить магнитным проводником. Следовательно, остается единственная возможность возникновения магнитного поля — в результате направленного перемещения электрических зарядов (электрических токов).

3. Система электрических токов в первом приближении должна соответствовать магнитному полю центрального диполя.

Это требование вытекает из основных свойств главного магнитного поля. Магнитное поле, наблюдаемое на поверхности Земли, в первом приближении соответствует полю магнитного диполя, помещенного в центре Земли, и осложняется полем мировых магнитных аномалий T_m , интенсивность которых достигает четверти максимальных значений дипольного поля.

4. Модель магнитного поля должна объяснять инверсии поля и его вариации во времени.

Инверсии магнитного поля Земли — это экспериментально установленный факт. Поэтому нельзя признать модель правомерной, если с ее помощью невозможно объяснить это явление. Известно, что магнитное поле Земли испытывает периодические вариации со спектром периодов, начиная от суточных, годичных, 11- и 22-летних и кончая многомиллионными. Более того, для наших целей важно подчеркнуть, что периоды вариаций земного магнитного поля совпадают с периодами многих геологических явлений на Земле и астрономических — в Космосе. Магнитный момент Земли также не остается постоянным. Все эти особенности должны найти свое объяснение.

5. Для поддержания магнитного поля Земли необходим постоянный источник энергии.

Это стандартное требование для любой энергетической системы. Важно, чтобы этот источник имел реальную физическую природу и его энергии было достаточно для поддержания процесса генерации магнитного поля Земли.

Рассмотрим физическую сущность предлагаемой модели. В качестве источников электрических токов принимаются электрические заряды, возникающие на двух внутренних границах Земли (рис. 87, а): 1) на границе внутреннего ядра с внешним (слой F в модели Буллена); 2) на границе внешнего ядра с мантией. Эти границы (тонкие слои) являются зонами соприкосновения твер-

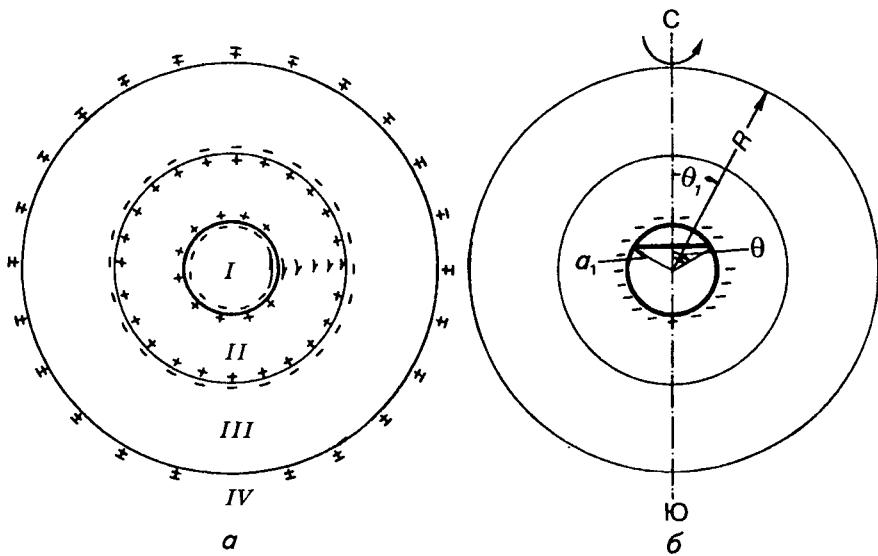


Рис. 87. Физическая модель Земли (а) и ее параметры, используемые для расчетов (б):
 I — внутреннее ядро; II — внешнее ядро; III — мантия; IV — атмосфера

дой и жидкой фаз внутреннего вещества Земли. Разделение зарядов на них возможно за счет любого процесса диффузии или тепломассопереноса [97]. Не останавливаясь на этом подробно, отметим, что такое разделение зарядов приводит к образованию двойного электрического слоя. Если обкладки такого двойного слоя будут перемещаться относительно друг друга, возникнет система двух разнонаправленных электрических токов. При постоянной плотности зарядов на поверхности двойного электрического слоя сила тока будет пропорциональна скорости относительного проворота его обкладок.

Кроме того, возможно возникновение электрических зарядов на определенных границах в атмосфере, в частности, в ионосфере. Судя по тому, что на соседних планетах земной группы наблюдаются глобальные перемещения атмосферных слоев, не исключена возможность относительного проворота ионосферы Земли, в результате которого возникнут токи — источники магнитного поля. Вместе с тем ясно, что вклад ионосферы в формирование магнитного поля Земли не может быть больше компоненты внешнего поля, которое, как уже указывалось, оценивается величиной порядка 1 %. Следовательно, в дальнейшем этим

элементом магнитной модели Земли в первом приближении можно пренебречь.

Обсудим, в первую очередь, модель генерации современного магнитного поля Земли. С этой целью выберем механизм проворота одних оболочек относительно других. В качестве такого механизма можно принять тот же самый, что и для тектогенеза (см. разд. 2). Исходя из современных представлений о строении Земли, можно назвать несколько поверхностей внутри Земли, вдоль которых возможны относительные перемещения (см. рис. 87, а): 1) граница внутреннего ядра с внешним (в пределах слоя F); 2) весь интервал внешнего ядра; 3) граница ядро—мантия; 4) границы в атмосфере, в частности, ионосфере. По-видимому, перемещения могут иметь место на всех вышеназванных границах, однако их роль в образовании магнитного поля Земли неодинаковая. Рассмотрим это подробнее.

Из ранее записанных выражений (5) — (8) следует, что изменение угловой скорости вращения внутреннего ядра $\Delta\omega_1$ относительно средней скорости вращения Земли ω_0 на три порядка больше изменения угловой скорости вращения остальной части Земли $\Delta\omega_{2+3}$. За величину $\Delta\omega_1$ можно принять угловую скорость так называемого «западного дрейфа» магнитного поля, значение которой по данным разных исследователей колеблется от 0,05 до 0,3 °/год. В качестве наиболее вероятного значения обычно принимают 0,18 °/год. Величина $\Delta\omega_{2+3}$, по-видимому, имеет более сложную природу. В частности, она переменна. Это связано с возможным проскальзыванием слоев в пределах квазижидкого внешнего ядра (см. рис. 87, а). Закон изменения угловой скорости в пределах внешнего ядра неизвестен. Наиболее вероятно монотонное ее уменьшение от $0,13 \cdot 10^{-3}$ °/год на границе внутреннего ядра до какой-то величины $\Delta\omega_{1+2}$ на границе внешнего ядра и мантии. Минимальное значение $\Delta\omega_{1+2}$ — это фиксируемое ныне замедление вращения Земли (порядка 10^{-7} °/год), а максимальное значение $\Delta\omega_{1+2}$ можно получить, приняв, что проворот ядра относительно мантии происходит именно на этой границе. И хотя это предположение далеко от реальности, тем не менее даже в этом случае скорость проворота ядра относительно мантии $\Delta\omega_{1+2}$ будет превышать величину изменения угловой скорости внешней оболочки (поверхности Земли) всего в 8,4 раза. В этой связи возможное предельное значение силы тока на границе ядра и мантии (в предположении одинаковой плотности возникаю-

ших электрических зарядов на поверхностях внешнего и внутреннего ядра и учета разности радиусов) не может превышать 1 % тока на границе внутреннего ядра (слоя F). Следовательно, в первом приближении им тоже можно пренебречь.

Таким образом, намечается простейший генератор магнитного поля, состоящий из ротора (внутреннее ядро) и статора (совокупность внешнего ядра и мантии). В качестве поверхности, по которой течет ток, принимается слой F , на границах которого возникает двойной электрический слой. Причем обе разноименно заряженные обкладки двойного электрического слоя в системе координат, вращающихся вместе с Землей, движутся навстречу друг другу (см. рис. 87, a), но с разной угловой скоростью: внутренняя со скоростью $\Delta\omega_1 = 0,18^\circ/\text{год}$, а внешняя — со скоростью примерно на три порядка меньшей и весьма мало отличающейся от углового замедления вращения Земли. Следовательно, магнитное поле на поверхности Земли создается, в основном, электрическим током, обусловленным перемещением зарядов, связанных с внутренней обкладкой двойного электрического слоя. Вклад электрического тока зарядов, связанных с внешней обкладкой двойного электрического слоя, менее 1 % и в данном случае не учитывается.

Выше была рассмотрена модель генерации существующего современного магнитного поля Земли. А каков же механизм возникновения магнитного поля Земли в начальный этап ее развития? В рамках предлагаемой модели это можно представить так. Магнитное поле Земли могло возникнуть только с момента образования в ней ядра, способного проворачиваться относительно мантии. Необходимая первоначальная намагниченность железо-никелевого ядра могла быть весьма незначительной и для ее появления, по-видимому, достаточно было индукции магнитного поля Галактики. Последующее взаимодействие слабомагнитной Земли с магнитным полем Галактики, в соответствии с описанной выше моделью, довели магнитное поле Земли до величины, соизмеримой с современной.

Для обоснования предлагаемой модели рассмотрим, в первую очередь, ее энергетический баланс. Известно, что энергия современного магнитного поля Земли оценивается величиной порядка $3 \cdot 10^{19}$ Дж. Энергию вращающегося тела W можно вычислить по формуле

$$W = \frac{1}{2} I \omega^2, \quad (30)$$

где I — момент инерции тела; ω — угловая скорость тела.

Принимая для внутреннего ядра $\omega = \Delta\omega_1 = 0,18^\circ/\text{год}$ и учитывая его момент инерции, из выражения (30) найдем кинетическую энергию относительного проворота внутреннего ядра. Она оказывается равной $4,2 \cdot 10^{19}$ Дж. Другими словами, кинетическая энергия относительного проворота внутреннего ядра не только совпадает по порядку величины с энергией магнитного поля Земли, но и оказывается даже несколько больше ее. Важность этого результата трудно переоценить, поскольку удовлетворительное соотношение энергетических балансов проворота внутреннего ядра и земного магнитного поля является необходимым условием справедливости предлагаемой модели. Следовательно, с энергетических позиций предлагаемую модель можно считать обоснованной.

Сопоставим поле предлагаемой модели с полем центрального диполя. С этой целью, пользуясь известной формулой Лоренца для вычисления напряженности магнитного поля, обусловленного вращающимися зарядами, запишем выражения его радиальной H_R и тангенциальной H_θ компонент в сферических координатах R, θ, λ с началом в центре Земли и полюсом на оси вращения. В точках на поверхности Земли с координатами R и θ_1 выражения компонент напряженности магнитного поля, обусловленной внутренней обкладкой двойного электрического слоя, будут иметь такой вид (см. рис. 87, б):

$$\left. \begin{aligned} H_R &= \frac{2\pi\sigma a_1^4 \omega}{c} \int_0^\pi \frac{\sin^3 \theta (R \cos \theta_1 - a_1 \cos \theta) (R - a \cos \theta_1 \cos \theta) d\theta}{(R^2 + a_1^2 \cos^2 \theta - 2Ra_1 \cos \theta_1 \cos \theta)^{5/2}} \\ H_\theta &= \frac{\pi\sigma R a_1^4 \omega \sin \theta}{c} \int_0^\pi \frac{\sin^3 \theta (R - a_1 \cos \theta_1 \cos \theta) d\theta}{(R^2 + a_1^2 \cos^2 \theta - 2Ra_1 \cos \theta_1 \cos \theta)^{5/2}} \end{aligned} \right\}, \quad (31)$$

где ω — угловая скорость проворота внутреннего ядра, принимаемая равной $\Delta\omega_1$; σ — поверхностная плотность зарядов обкладки двойного электрического слоя; c — коэффициент, численно равный скорости света (остальные обозначения см. на рис. 87, б).

Оба выражения этой системы представляют собой интегралы эллиптического типа и в общем случае в конечном виде не берутся. Точные значения H_R и H_θ можно получить только в двух случаях: на полюсе ($\theta_1 = 0^\circ$) и на экваторе ($\theta_1 = 90^\circ$):

$$\left. \begin{aligned} H_R(\theta_1 = 0^\circ) &= \frac{2\pi\sigma a_1 \omega}{c} \left(\frac{2Ra_1}{R^2 - a_1^2} - \ln \frac{R + a_1}{R - a_1} \right) \\ H_R(\theta_1 = 90^\circ) &= 0 \quad H_\theta(\theta_1 = 0^\circ) = 0 \\ H_\theta(\theta_1 = 90^\circ) &= \frac{4\pi\sigma a_1^4 R^5 \omega}{3c(R^2 + a_1^2)^4} \end{aligned} \right\} \quad (32)$$

Компоненты напряженности магнитного поля центрального диполя с магнитным моментом M в выбранной системе координат имеют вид

$$H_R = \frac{2M}{R_3} \cos \theta_1; \quad H_\theta = \frac{M}{R_3} \sin \theta_1. \quad (33)$$

Результаты сопоставления компонент напряженности магнитного поля предлагаемой модели и осевого диполя приведены на рис. 88. Для удобства сравнения и те, и другие изображены в одном относительном масштабе — в единицах $H_R(\theta_1 = 0^\circ)$. Значения H_R и H_θ модели в произвольных точках вычислены приближенно. Относительная точность вычислений не грубее 1 %. Из рис. 88 следует, что оба сравниваемых поля (модели и диполя) практически идентичны. Максимальное относительное расхождение компоненты H_R не превышает 4 %, а H_θ — 2 %. Таким образом, магнитное поле предлагаемой модели удовлетворяет еще одному из указанных выше требований. Правомерность предлагаемой модели в определенной мере можно оценить и по тому, насколько разумной потребуется плотность электрических зарядов, возникающая в слое F , необходимая для генерации современного магнитного поля Земли. Принимая в полюсе вращения $H_R = \frac{0.6}{4\pi} \cdot 10^{-8}$ А/м, из первого выражения системы (32) получим значение $\sigma = 10^3$ Кл/м². При толщине слоя F порядка 100 км средняя плотность электрических зарядов в каждой его половине получается порядка $2 \cdot 10^{-2}$ Кл/м². Это вполне достижимая величина.

Для объяснения и н в е р с и й магнитного поля обратимся вновь к выражению (28). Оно записано для случая торможения внешних оболочек Земли II и III (см. рис. 87) и соответствующего ему ускорения внутреннего ядра I . Если замедление внешних оболочек сменится ускорением, то изменение знака перед $\Delta\omega_{2+3}$ автоматически приведет к изменению знака перед значени-

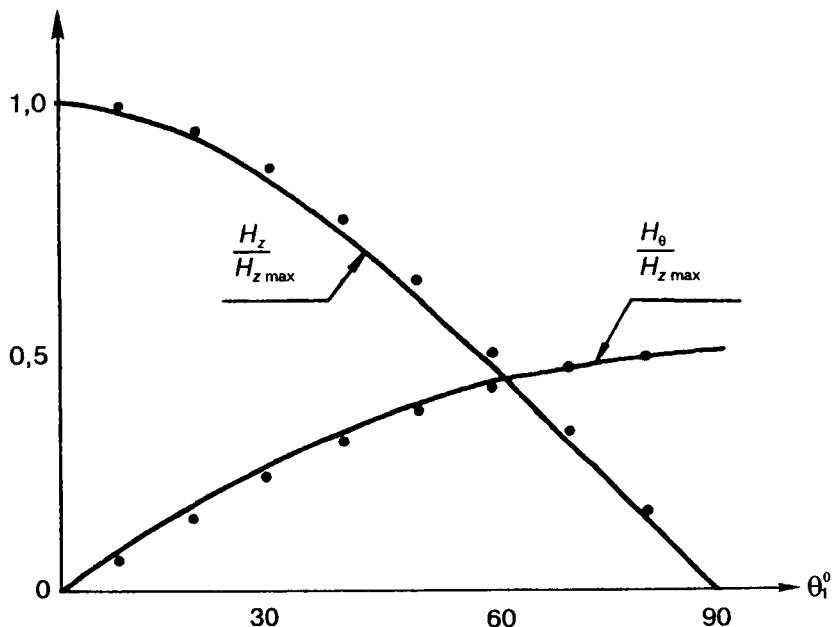


Рис. 88. Графики относительного изменения компонент напряженности магнитного поля принятой модели Земли и значения этих компонент для центрального осевого диполя (показаны точками)

ем $\Delta\omega_1$, т.е. направление электрического тока изменится на обратное. Следовательно, изменится полярность магнитного поля. В процессе перехода от замедления к ускорению (и наоборот) угловые скорости внутреннего ядра и внешних оболочек будут проходить через значения ω_0 . В это время проскальзывания внутреннего ядра не будет и магнитное поле исчезнет. Судя по результатам изучения инверсий магнитного поля, это явление длится порядка 10^4 лет, а сам процесс инверсии осуществляется в течение 10^5 лет.

Естественно, возникает вопрос: имеют ли место такие изменения в угловых скоростях вращения Земли и отдельных ее оболочек и какова их природа? Положительный ответ на первый вопрос дают современные инструментальные измерения угловой скорости вращения Земли, проводящиеся в течение последних 200 лет. Наблюдаются колебания длительности суток с периодом порядка 70 лет, на которые накладываются их изменения с годичным периодом. Одним из источников ва-

риации угловой скорости вращения Земли с более длинными периодами является изменение положения внутреннего ядра относительно геометрического центра Земли. По представлениям И.М. Пудовкина и Г.Е. Валуевой [162, 163], они происходят с периодом порядка 600 или 1 200 лет. Изменение положения внутреннего ядра относительно оси вращения Земли меняет ее момент инерции. Следовательно, для сохранения момента количества движения в пространстве должна меняться угловая скорость вращения Земли.

Из длиннопериодных изменений угловой скорости вращения Земли можно назвать ее вариации с периодом в галактический год. Как показал В.А. Цареградский [224], в течение галактического года происходят последовательно замедление и ускорение вращения Земли с некоторым преобладанием замедления над ускорением. По-видимому, с этим связано преобладание прямой полярности магнитного поля над обратной. Определение природы циклических вариаций угловой скорости вращения Земли с более короткими периодами — задача ближайшего будущего.

Касаясь несовпадения магнитной и географической осей Земли, отметим следующее. Выше рассмотрен механизм генерации магнитного поля Земли за счет ее взаимодействия с компонентой космического поля, ориентированной в направлении, перпендикулярном к оси вращения Земли. В результате влияния компоненты космического поля, отличающихся по направлению от рассмотренного выше, происходит проворот внутреннего ядра и в этих направлениях, вследствие чего образуются дополнительные компоненты магнитного поля Земли. Последние характеризуются магнитными моментами, ориентировки которых отличаются от направления оси вращения Земли. Суммарный вектор магнитного момента Земли, обусловленный совокупным проворотом ее внутреннего ядра, определяет направление магнитной оси Земли.

Отличительной особенностью дополнительных компонент магнитного поля Земли является их малая величина по сравнению с главной, так как на проворот внутреннего ядра в направлениях, отличающихся от направления оси вращения, требуются дополнительные усилия на преодоление кориолесовых сил. Следствием этого является относительно малый угол между магнитной и географической осями. В настоящее время этот угол составляет $\sim 11,5^\circ$. В связи со спонтанностью направлений дополнительных компонент магнитного поля Земли среднее значение

разности углов между магнитной и географической осями за период времени порядка 10^4 лет стремится к нулю. Причиной асимметричного расположения магнитных полюсов Земли относительно ее поверхности является эксцентричное расположение внутреннего ядра Земли.

Мировые магнитные аномалии T_m (если пренебречь локальными аномалиями) представляют собой разность между наблюдаемым магнитным полем Земли и полем осевого центрального диполя. Их можно разделить на два слагаемых T_{m1} и T_{m2} . Аномалии T_{m1} представляют собой разность магнитных полей между эксцентричным диполем, ориентированным вдоль магнитной оси, и центральным диполем, ориентированным в направлении оси вращения Земли. Аномалии T_{m1} характеризуются относительно небольшими значениями, достигающими нескольких процентов от интенсивности магнитного поля на полюсе, и плавными изменениями в пространстве. Аномалии T_{m2} характеризуются и большими значениями, и достаточно контрастным проявлением на поверхности Земли. Опираясь на эти особенности, а также учитывая корреляцию их с аномалиями геоида, можно сделать вывод, что они обусловлены неоднородностями в тектоносфере. Этот вывод не только не противоречит основным особенностям предлагаемой модели магнитного поля Земли, а, по-видимому, единственно возможный.

В рамках предлагаемой модели рассмотрим два известных явления вековых вариаций магнитного поля Земли: 1) вековые изменения магнитного момента Земли, устанавливаемые по палеомагнитным данным; 2) аномалии векового хода напряженности современного магнитного поля Земли.

1. Из предлагаемой модели следует, что при изменении ротационного режима внутреннего ядра (ускорения или замедления) пропорционально должен меняться магнитный момент Земли, что имеет место на самом деле. Выше (см. рис. 16, б) было показано, что за последние 500 млн лет магнитный момент Земли испытывал периодические изменения, наблюдавшиеся на фоне некоторого его возрастания. При этом период колебаний магнитного момента Земли равнялся галактическому году. Тенденция к постепенному увеличению магнитного момента Земли может служить одним из подтверждений вывода о том, что в начальный момент возникновения магнитного поля Земли ее магнитный момент был минимальным, а его циклические изменения с периодом в галактический год являются прямым доказательством

фундаментальной зависимости магнитного момента от ротационного режима Земли.

2. На карте изопор векового хода вертикальной компоненты напряженности магнитного поля (см. рис. 22, б) обращает на себя внимание контрастное изменение этой компоненты, характеризующееся резкими изломами изолиний и даже их ортогональностью. Эти особенности поведения изопор исключают возможность отнесения их источников к границе ядро — мантия. Наиболее вероятным источником аномалий векового хода магнитного поля являются относительные перемещения магнитоактивного слоя тектоносферы (магнитной оболочки по А.С. Семенову [174]) по тектоническим нарушениям. Об этом же свидетельствует достаточно хорошая корреляция аномалии векового хода с аномалиями высот геоида, источниками которых являются неоднородности в тектоносфере. Таким образом, в рамках предлагаемой модели аномалии векового хода можно представить как отражение блоковых перемещений магнитоактивного слоя тектоносферы в индукции земного магнитного поля.

В заключение подчеркнем существенное значение единства механизмов генерации магнитного поля и тектогенеза, лежащего в основе Новой ротационной гипотезы структурообразования. Это единство открывает дополнительные возможности анализа энергетического баланса физико-геологических явлений, протекающих внутри Земли в тектоносфере, с целью изучения их взаимосвязи.

Тепловое поле. Земля непрерывно излучает теплоту в космическое пространство. Средний тепловой поток через единицу поверхности континентов и океанов примерно одинаков и характеризуется величиной порядка $60 \text{ МВт}/\text{м}^2$. После того как было доказано, что источник теплоты не может быть связан с охлаждением первоначально расплавленного вещества Земли, возлагались надежды на объяснение его за счет энергии радиоактивного распада элементов в земной коре и верхней мантии. В настоящее время стало ясно, что теплотой радиоактивного распада в континентальной коре в лучшем случае можно объяснить $2/3$ наблюдаемого теплового потока [19].

Загадка практического равенства плотности тепловых потоков через материк и океаны с позиций Новой ротационной гипотезы разрешается очень просто. Как было показано в п.2, земная кора в пределах океанов является результатом преобразования обычной континентальной. Причем это преобразование практически не нарушает соотношения слагающих ее по-

род кислого и основного состава, а, следовательно, не может принципиально изменить величину плотности теплового потока через нее.

Природу так называемого глубинного теплового потока, составляющего, по крайней мере, $1/3$ наблюдаемого на поверхности Земли, различные исследователи объясняют по-разному. Среди возможных источников теплоты определенное место занимает диссипация энергии вращения Земли за счет замедления ее вращения из-за приливного взаимодействия с Луной и Солнцем. В данном случае обращает на себя внимание еще один возможный источник теплоты — разность энергии проворота внутреннего ядра и энергии, необходимой для поддержания магнитного поля Земли. Последняя, как уже указывалось, характеризуется величиной порядка $3 \cdot 10^{19}$ Дж, в то время как кинетическая энергия проворота внутреннего ядра, вычисленная по формуле (9), составляет $4,2 \cdot 10^{19}$ Дж. Развиваемая концепция открывает возможность объяснения непрерывно функционирующего источника теплоты перемещением внутреннего ядра относительно внешнего. При этом механическая энергия вязкого трения превращается в тепловую, которая и поддерживает тепловой поток, восходящий из недр Земли. Признание этого источника теплоты ни в коей мере не исключает существование других источников. По-видимому, только их совокупностью можно объяснить весьма сложное тепловое поле Земли. Для наших целей важно подчеркнуть безусловное наличие этого источника теплового поля Земли и достаточно весомый вклад в него этого источника ($1,2 \cdot 10^{19}$ Дж/год).

Раздел 7

ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗ

7.1. Основные требования к геотектоническим гипотезам

Геотектонические гипотезы — это одна из форм осмысливания разрозненных фактических геологических данных, направленного на восстановление истории развития Земли и ее основных закономерностей. В основе большинства из них лежат либо некоторые геологические закономерности, устанавливаемые в приповерхностных частях Земли, например, относительные перемещения блоков, явления сжатия и расширения, либо физико-химические явления, например, конвекция вещества, его фазовые и полиморфные переходы из одного состояния в другое и т.д. Содержание этих гипотез, начиная с самых ранних, можно найти в обзоре Л.А. Пухлякова [167]. Им посвящены разделы монографий по геотектонике В.В. Белоусова [11], В.Е. Хайна [127], Ю.А. Косыгина [92]. В методологическом плане интересные мысли высказаны Л.К. Алексеевой [2], а на страницах Геологического журнала — в серии статей И.И. Чебаненко [227].

Цель настоящего раздела — не повторять ранее проводившийся анализ преимуществ и недостатков одних гипотез по сравнению с другими и тем более не вступать в полемику с перечисленными авторами, а попытаться сформулировать основные принципы (критерии), которым должна удовлетворять любая гипотеза, претендующая на возможность объяснения возникновения тектонических структур и сопровождающих их явлений в тектоносфере.

Все геотектонические гипотезы условно можно разделить на две группы, относящиеся: 1) к начальному (догеологическому или астрономическому) этапу развития Земли; 2) к геологическому этапу развития Земли, под которым подразумевается этап, начинающийся с эпохи образования оболочечного строения Земли по настоящее время. Здесь будут рассмотрены только гипотезы второй группы. Они характерны тем, что являются более определенными, оставляют меньше степеней свободы для научной фантазии. В частности, при их анализе отпадает необходимость выбора

«горячего» или «холодного» происхождения Земли, так как на определенных этапах ее развития и то, и другое должно приводить к образованию ее ядра и окружающих его оболочек. При этом условии основным назначением любой геотектонической гипотезы является необходимость объяснения условий возникновения неоднородностей в пределах эллипсоидальных оболочек. Ниже сформулированы пять основных критериев, которым должна удовлетворять любая геотектоническая гипотеза.

1. В любой из гипотез должны быть четко определены силы, участвующие в перемещениях или преобразованиях масс, слагающих Землю, и источник энергии, поддерживающий эти силы в течение определенного периода времени.

По-видимому, это требование не нуждается в пояснении.

2. Гипотеза должна объяснять цикличность геологических процессов на Земле, протекающих на фоне направления ее развития.

Необходимость выполнения этого требования достаточно обстоятельно обоснована выше в п.1.3. Добавим к этому следующее. Вся фанерозойская хроностратиграфическая шкала является данью представлениям о цикличности геологических процессов, протекающих на фоне необратимого развития Земли. Конкретные проявления цикличности в седиментогенезе, тектогенезе, магматизме и метаморфизме взаимосвязаны. Более того, уверенно устанавливаемая взаимосвязь геологических и астрономических циклов позволяет сделать вывод об общности причин этих явлений.

3. В геотектонических гипотезах нельзя игнорировать вращение Земли.

Вращение Земли — очень важный фактор, определяющий ее фигуру. Тем не менее, абсолютное большинство авторов геотектонических гипотез не признает это явление *de facto* или, во всяком случае, не учитывает его влияния. Дело в том, что вращающаяся Земля (если на нее не действуют внешние силы) должна сохранять момент количества движения в пространстве. Поэтому любые изменения положения масс в Земле (движение плит, перемещение блоков или астенолитов и др.) должны сопровождаться изменением ротационного режима Земли, а, следовательно, деформацией, направленной на приспособление ее фигуры равновесия к новому ротационному режиму. Более того, как было подчеркнуто выше, перемещения масс в тектоносфере являются следствиями изменения ротационного режима Земли. Достаточно ярким примером этого процесса может служить описанное в п.

5.2 преобразование континентальной коры в океаническую. Из изложенного выше ясно, что пренебрегать вращением Земли нельзя.

4. Любая геотектоническая гипотеза должна обладать возможностью объяснить возникновение латеральных неоднородностей в пределах ранее сформированных сравнительно однородных сфероидальных оболочек.

По-видимому, не будет преувеличением считать это требование главным предназначением любой геотектонической гипотезы. Дело в том, что «оболочечное» строение Земли может сформироваться под действием сил, обусловленных любой группой спонтанно протекающих процессов в Земле, приводящих к дифференциации вещества. При этом практически исключается сохранение неоднородностей докарбонатного этапа развития Земли, а спонтанно протекающие в Земле процессы в принципе не могут создавать латеральные неоднородности. Однако, если силы, возникающие в результате спонтанно протекающих процессов, не могут создавать латеральных неоднородностей в сфероидальных оболочках, то возникает необходимость обращения к внешнему источнику сил. Без вмешательства внешних сил практически невозможно объяснить образование латеральных неоднородностей в пределах тектоносферы. Следовательно, к первому требованию о четком определении сил, участвующих в перемещениях масс, добавляется условие, чтобы эти силы (или, по крайней мере, их часть) имели внешний источник.

Следует специально обратить внимание, что авторы некоторых гипотез вместо поиска источника внешних сил прибегают к «запрещенным» приемам. Они предполагают изначальное существование неоднородностей в изучаемой оболочке в виде разломов, ослабленных зон и подобных им структурных элементов, не объясняя механизма их возникновения. Таким образом, гипотеза лишается своего главного назначения.

5. Фиксируемые на поверхности Земли физические поля должны быть тесно взаимосвязаны с механизмом тектогенеза рассматриваемой гипотезы.

Это требование условно можно разделить на две части. Одна из них — возможность интерпретации аномалий физических полей с позиций рассматриваемой гипотезы равнозначна возможности объяснения структурных неоднородностей в тектогенезе и в число основных требований может не включаться, а использоваться (наряду с геологическими особенностями в тектоносфере)

для оценки практической значимости гипотезы. Вторая часть требования сводится к тому, что природа главного магнитного, гравитационного и теплового полей, с одной стороны, и тектогенеза — с другой, должны быть тесно взаимосвязаны. Поле сейсмических волн в выполнении этого условия участвуеткосвенно. Из всех полей оно наиболее эффективно позволяет определять параметры внутренних оболочек Земли, которые могут быть использованы в геотектонических гипотезах.

Приведенные выше основные критерии оценки геотектонических гипотез далеко не исчерпывают всех требований, которые следует предъявлять к ним. В качестве дополнительных требований можно назвать возможность объяснения: 1) возникновения и законов формирования основных структур тектоносферы (геосинклиналей, орогенов и платформ; материков и океанов; островных дуг и глубоководных желобов); 2) механизма складкообразования; 3) взаимосвязи разломов тектоносферы с осадконакоплением, складчатостью, магматизмом и минеральными месторождениями. Пять основных требований относятся к обязательным. Невыполнение любого из них в геотектонической гипотезе лишает ее возможности быть научной основой для объяснения структурообразования в тектоносфере.

7.2. Гипотезы, основанные на использовании явлений фазовых, полиморфных и электронных преобразований вещества

Как уже указывалось, силы, возникающие в Земле в результате спонтанно протекающих физико-геологических и геохимических процессов в виде фазовых, полиморфных и электронных преобразований вещества в условиях высоких температур t и давлений P , а также радиоактивного распада могут приводить к направленному преобразованию геосфер в радиальном направлении: изменению их радиусов, значений физических характеристик и даже агрегатного состояния вещества в них. Последнее достаточно наглядно демонстрируется процессами ультраметаморфизма пород в верхней части тектоносферы Земли. В результате ультраметаморфизма с течением времени первично-осадочная терригенная толща превращается в кристаллические образования. Это один из примеров участия спонтанных физико-геологических и геохимических процессов в Земле, определяющих ее направленное развитие.

Вместе с тем, процессы фазовых, полиморфных и электронных преобразований вещества могут проявляться и при формировании структур тектоносферы, но для этого необходимы определенные условия. В частности, одним из них является возможность локализации названных выше процессов в пределах формирующихся структур. Рассмотрим это на примере геотектонических взглядов С.И. Субботина. Кратко они сводятся к следующему [188].

Образование основных структур в верхней части тектоносферы, представленных глубинными разломами, платформенными впадинами и поднятиями, впадинами внутриконтинентальных морей, геосинклиналями и складчатыми горными сооружениями, тесно связано с уплотнениями и разуплотнениями вещества на глубинах, начиная от 50 км до основания тектоносферы. Над зонами уплотнений образуются структуры типа впадин, над зонами разуплотнений — типа поднятий, а в пределах переходных зон — глубинные разломы (см. подробнее [188]).

Причину возникновения уплотнений и разуплотнений авторы видят в протекающих в тектоносфере фазовых, полиморфных, а возможно, электронных и химических преобразованиях вещества при высоких термодинамических (*Pt*) параметрах. Известно, что состояние вещества, форма его кристаллической решетки или распределение электронов на энергетических уровнях в атоме зависят от *Pt*-условий, в которых находится в данный момент вещество. Для полиморфного электронного или фазового превращения вещества необходимо изменение термодинамических условий. По-видимому, изменения имели место в начальный (догеологический) период образования Земли и играли существенную роль в формировании ее оболочечного строения. В период геологического этапа развития Земли, начало которого совмещено с эпохой, когда Земля приобрела оболочечное строение, нет оснований считать, что эти процессы прекратились. Однако, поскольку спонтанно протекающие процессы в Земле не могут создать латеральных неоднородностей в ее оболочках, в частности, тектоносфере, то С.И. Субботин ставит вопрос о локализации этих процессов в определенных областях тектоносферы.

Одну из главных причин, обуславливающих концентрацию дополнительных напряжений в одних частях тектоносферы и снятие их в других ее частях, С.И. Субботин видит в изменении ротационного режима Земли, следствиями которого являются перераспределение геодинамических напряжений и из-

менение термодинамических условий в отдельных зонах. Изменения геодинамических напряжений, связанные с вариацией скорости вращения Земли, носят планетарный характер и являются закономерностью, общей для всех континентов и океанических впадин. С этим связана синхронность возникновения и развития элементов диастрофизма на всем земном шаре. В качестве подтверждения этой мысли С.И. Субботин ссылается на довольно закономерное размещение на Земле складчатых сооружений — этих сложно построенных структурных зон, — где происходили разнообразные процессы и на развитие которых, несомненно, были «израсходованы» грандиозные порции энергии. Это свидетельствует о том, что они обусловлены столь же грандиозным источником энергии. Таким источником может быть только явление планетарного масштаба — вращательное движение Земли и его неравномерность [188].

Для наших целей важно подчеркнуть следующее.

1. С.И. Субботин, рассматривая роль спонтанных внутриземных процессов в структурообразовании, одним из первых сформулировал условие их возникновения или активизации — наличие сил другой природы.

2. В качестве одного из источников таких сил он называет изменение ротационного режима Земли. И хотя он не приводит конкретного механизма возникновения этих сил и их роли в локализации спонтанных процессов, участвующих в структурообразовании, сам факт привлечения внешнего источника сил весьма примечателен. Большинство авторов геотектонических гипотез, использующих спонтанно протекающие процессы в Земле, этого не делает, предпочитая более легкий, но менее законный путь — локализацию этих процессов с помощью ранее возникших неоднородностей в тектоносфере. Этого соблазна не избежал отчасти и С.И. Субботин. Он называет подобные неоднородности еще одной из возможных причин локализации спонтанно протекающих процессов в Земле, однако подчеркивает, что главной причиной локализации этих процессов является изменение ротационного режима Земли.

Таким образом, обобщая приведенные выше соображения, вновь приходим к выводу о том, что любая геотектоническая гипотеза, претендующая на объяснение механизма структурообразования и сопутствующих ему геологических явлений в тектоносфере, должна основываться на использовании двух групп источников сил. Одну из них могут составлять силы,

обусловленные внутриземными физико-геологическими и геохимическими процессами, другую — силы взаимодействия нашей планеты с окружающими ее физическими полями Космоса.

7.3. Гипотезы, основанные на использовании явлений конвекции, адвекции и магматического диапиризма

Гипотетическую конвекцию в мантии исследователи первоначально пытались использовать для объяснения механизма преобразования вертикальных движений в горизонтальные. Схематически модель такого преобразования выглядит следующим образом. Под действием разности температур между основанием мантии и ее верхней границей происходит вслывание нагретого более легкого материала мантии в направлении поверхности Земли, а остывший и ставший более тяжелым этот же материал опускается в обратном направлении. Устанавливается конвективный круговорот вещества в определенных ячейках мантии. В этих ячейках между восходящими и нисходящими ветвями должны иметь место горизонтальные перемещения материала. Элементы конвективных течений исследователи пытались приспособить для объяснения структурообразования в тектоносфере. Предполагалось, что движущиеся навстречу друг другу потоки создают сжимающие усилия, которые используются для объяснения складкообразования, а там, где течения расходятся, — возникают растягивающие усилия, с помощью которых объясняют структуры растяжения. В частности, ряд исследователей [38 и др.] пытались объяснить образование геосинклиналей путем «засасывания» земной коры конвекционными потоками.

А. Холмс [263 и др.] применил представления о конвективных течениях в мантии для объяснения континентального дрейфа. Эта же идея используется в гипотезах тектоники литосферных плит [134]. Разница состоит лишь в том, что по представлениям А. Холмса сиалические континенты плавают поверх симатической океанической коры, а в соответствии с Новой глобальной тектоникой — в процессе перемещения плит формируется Новая океаническая кора. При этом представления о поверхностях перемещения у сторонников этой группы гипотез далеко не однаковы: одни из них [219 и др.] считают, что перемещения литосферных плит происходят вместе с верхней частью мантии

(включая астеносферу), другие [127] — придерживаются мнения, что плиты перемещаются по астеносферному слою. И это, по-видимому, не случайно. Дело в том, что конвекция в мантии — явление весьма проблематичное.

Наиболее обстоятельное обсуждение проблемы возникновения и существования тепловой конвекции в мантии можно найти у М. Ботта [19]. Оказывается, если допустить, что мантия обладает свойствами вязкой ньютоновской жидкости, то возможность тепловой конвекции в ней определяется величиной безразмерного числа Релея R_a . Конвекция может иметь место при условии $R_a > 2380$. Не останавливаясь на деталях вычисления R_a , отметим, что оно прямо пропорционально сверхдиабатическому температурному градиенту и обратно пропорционально динамической вязкости вещества мантии η . Следовательно, чтобы решить проблему существования конвекции в мантии, необходимо знать обе вышеназванные величины, особенно последнюю.

Динамическую вязкость вещества верхней мантии, в частности, астеносферы, и нижней мантии обычно определяют раздельно. Для оценки величины η вещества верхней мантии пользуются предположением, что под действием ледниковой нагрузки упругая литосфера прогибается в астеносферу, принимаемую за вязкую ньютоновскую жидкость. Скорость восстановления изостатического состояния земной поверхности после снятия ледовой нагрузки будет зависеть от мощности ледникового покрова и вязкости астеносферы. Если величина нагрузки известна, то значение η можно вычислить [19]. Значения η астеносферы у разных исследователей колеблются в пределах $10^{21} — 10^{23}$ Па·с [19]. Определением вязкости астеносферы по несколько измененной методике, но с тех же самых исходных позиций, занимался Е.В. Артюшков [5]. Он получил значения вязкости астеносферы, колеблющиеся в пределах $10^{20} — 10^{21}$ Па·с, т.е. примерно на порядок меньше. Значения η для подастеносферного слоя верхней мантии, по данным Е.В. Артюшкова, на два-три порядка больше по сравнению с астеносферой. Значение η для нижней мантии, определенное по разности величин теоретического и принимаемого ныне фактического сжатия Земли, получается равным 10^{26} Па·с [19, 115].

Из результатов теоретического рассмотрения проблемы конвекции в вязкой ньютоновской жидкости применительно к мантии М. Ботт [19] сделал следующие выводы:

1) можно ожидать, что в верхней мантии существуют конвективные течения, которые являются эффективным механизмом переноса теплоты;

2) конвекции в нижней мантии или же по всей глубине мантии может препятствовать значительная вязкость, предполагаемая в нижней мантии.

Важность этих выводов трудно было бы переоценить, если бы они были обоснованы значениями параметров, близкими к действительным. К сожалению, приходится констатировать, что используемые для их получения модели весьма далеки от реальных. В частности, для получения значений вязкости вещества верхней мантии в качестве модели используется упругая литосфера, прогибающаяся под действием ледовой нагрузки в астеносферу, принимаемую за вязкую ньютоновскую жидкость. При этом считают, что после таяния льда погруженный блок поднимается, восстанавливая свое изостатическое состояние. В этой модели много сомнительных предположений, некоторые из них приведены ниже.

1. В разд. 3 само существование астеносферы поставлено под сомнение, поэтому прогибание в нее, а тем более наделение ее свойствами вязкой ньютоновской жидкости — неправомерный прием.

2. В п. 4.4 показано, что при изменении Pt -условий в глубинных зонах тектоносферы (в данном случае под действием ледовой нагрузки) поддержание геоизостазии может происходить как за счет опускания блока, так и за счет полиморфных преобразований типа базальт \rightleftharpoons эклогит. Каково соотношение вкладов этих процессов в достижение геоизостазии пока не исследовано, но, очевидно, что учитывать только один из них — неправомерно.

3. Подъемы Фенноскандии и Северной Америки, которые использовались для определения вязкости, нет оснований относить только за счет послеледникового вслывания. Безусловно, возможно влияние и других факторов, в числе которых назовем только один — деформацию земной поверхности в результате изменения ротационного режима Земли (см. п.5.1).

Справедливость любого из приведенных выше замечаний может привести к тому, что полученные значения вязкости окажутся весьма далекими от истинных. Следовательно, выводы, основанные на них, не заслуживают доверия. Однако если это так, то как же все-таки решить проблему существования конвекции в мантии? Дело в том, что по справедливому утверждению М. Ботта [19] некоторые формы конвекции в мантии — пока единственный правдоподобный механизм дрейфа литосферных плит.

К сожалению, многие аргументы свидетельствуют против возможности конвекции в мантии. В первую очередь к ним следует отнести консервативную связь между поверхностными и глубинными тектоническими структурами, которую трудно было бы объяснить при наличии конвекции. Е.Н. Люстих [108] предпринял попытку решить эту проблему путем анализа региональных гравитационных аномалий, который привел его к выводу, что мировая гравиметрическая съемка не подтверждает конвекции. Этот вывод созвучен с заключением С.И. Субботина и др. [188], которое они сделали на основании анализа гравитационного поля структур тектоносферы: концепция перетекания подкоровых масс как основная причина формирования прогибов и поднятий земной коры должна быть отвергнута.

В.В. Гордиенко и др. [87], исходя из относительно малой вероятности конвекции в мантии, предлагают заменить ее явлением адвекции, характеризующейся незамкнутым тепломассопереносом. По их представлениям в нижней части верхней мантии в течение некоторого времени образуются массы частично расплавленного вещества (астенолиты), всплывающие затем в верхнюю часть верхней мантии, где они могут растекаться в пределах определенной области активизации. На место ушедшего вверх материала из верхней части верхней мантии поступает холодное вещество. Процесс неравномерный во времени. Первые астенолиты останавливаются на относительно больших глубинах, последующие поступают выше, так как первые, резко повысив температуру верхней части мантии, расширяют интервал, в котором облегчено перемещение астенолитов. Тектонические последствия адвекционного процесса заключаются в активизации фазовых и полиморфных преобразований вещества мантии, приводящих к его уплотнению, опусканию дневной поверхности и возникновению разломов, выводящих на поверхность расплав из зон частичного плавления, через некоторый интервал времени процесс может изменить свою направленность. Причины такого явления авторы не рассматривают.

Похожие взгляды на процесс тектогенеза и в Е.В. Артюшкова [5]. По его представлениям, в теле мантии с ее современной вязкостью гравитационная дифференциация практически невозможна. Она может проходить в относительно маловязких оболочках типа внешнего ядра или астеносферы. В нижней части нижней мантии на границе с ядром Е.В. Артюшков предполагает повышенную концентрацию более тяжелого вещества ядра. В результате плавления этого вещества оно оседает, присоединяясь к ве-

ществу внешнего ядра, а оставшаяся часть нерасплавленного вещества оказывается более легкой, чем материал нижней мантии. В результате конвективной неустойчивости этот легкий материал в виде астенолитов внедряется в вышележащую мантию и в конечном счете поступает в верхние слои Земли. Движение выделяющегося при дифференциации легкого материала в нижней мантии может происходить в форме всплыивания в мантии его отдельных крупных капель, блоков или струй, которое не приводит к большим перемещениям во всей нижней мантии. Подъем легкого материала в нижней мантии нарушает его первоначальную однородность. Вдоль его пути прохождения возникает зона повышенной температуры и пониженной вязкости — «канал», по которому облегчается поднятие следующих порций легкого вещества. Таким образом, в результате дифференциации вещества по плотности на границе раздела ядра и нижней мантии в верхнюю мантию, в область астеносферы, поступают крупные массы легкого нагретого материала, образуя аномальную мантию. Последняя используется автором для объяснения структурообразования в тектоносфере.

Ю.П. Оровецкий [139] отдает предпочтение астенолитам в виде так называемых магматических диапиров. За основу механизма их возникновения принимается описанная выше схема дифференциации вещества, предложенная Е.В. Артюшковым. Это дает ему возможность оперировать в пределах астеносферы значительными объемами перегретых не только базальтовых, но и ультраосновных расплавов, облегчающих выбор условий их миграции в направлении земной поверхности. Внедрение перегретого глубинного вещества, его декомпрессионное плавление и плавление вещества астенообласти сопровождаются значительным увеличением объема, что вызывает на земной поверхности образование мегасвода, создает обстановку растяжения, приводящую к регенерации более древних и возникновению синхронных разломов. Материал астенообласти, перемещаясь по транслитосферным разломам в земную кору, стабилизируется там в виде крупных структур мантийных диапиров. Мантийный диапиритм обнаружен в настоящее время в пределах структур самого разного возраста, начиная от архея до четвертичного времени.

Общей особенностью всех трех концепций является стремление объяснить механизм структурообразования в тектоносфере с помощью явлений, возникающих в результате термогравитационной дифференциации вещества, спонтанно протекающей в Зем-

ле. Выше указывалось, что спонтанно протекающие процессы в Земле не могут создавать латеральные неоднородности в эллипсоидальных ее оболочках. Следовательно, без участия сил другой природы объяснение структурообразования в тектоносфере принципиально невозможно. Этот тезис находит свое подтверждение в том, что авторы обсуждаемых концепций вынуждены привлекать ранее возникшие неоднородности в мантии в виде ее разнородных блоков, разломов, локальных астенозон с пониженной вязкостью, в пределах которых возникают каналы для транспортировки легкого нагретого вещества. Вот для объяснения возникновения такого рода неоднородностей и нужен внешний источник сил.

Следовательно, в данном случае речь идет не об отрицании возможности существования рассматриваемых явлений. По-видимому, вероятность образования адвекции и астенолитов на границе ядра и мантии выше, чем замкнутых вариантов конвекции в мантии, хотя утверждать, что они, безусловно, имеют место тоже нельзя. Исключение составляет магматический диапиритм, проявление которого можно считать геологически установленным фактом. Естественно, механизм его возникновения может быть совсем другим.

Общий вывод заключается в том, что перечисленные выше геологические явления могут принимать участие в структурообразовании в качестве одног о из его элементов, но объяснить формирование структур в тектоносфере с помощью только этих элементов, безусловно, нельзя.

7.4. Новая ротационная гипотеза структурообразования, концепция геосинклиналей и платформ и Новая глобальная тектоника

Новая ротационная гипотеза структурообразования. Сущность этой гипотезы достаточно подробно рассмотрена в п. 2.1. Поэтому тут отметим только ее преимущества и недостатки. К преимуществам ее можно отнести следующее.

1. Эта гипотеза удовлетворяет всем пяти критериям, сформулированным в п. 7.1.

2. В процессе разработки Новой ротационной гипотезы структурообразования не возникала необходимость в использовании таких гипотетических понятий, как «астеносфера», «конвек-

ция в мантии» и сходных с ними явлений, фактическими данными о которых мы не располагаем.

3. С позиций Новой ротационной гипотезы структурообразования становится ясной взаимосвязь между разломообразованием, осадконакоплением, складчатостью и магматизмом, которая достаточно убедительно обоснована А.В. Пейве [148 и др.], но до сих пор не находила себе места ни в одной из геотектонических концепций. К недостаткам этой гипотезы относятся следующие.

1. Каждая из известных ротационных гипотез (включая Новую) основывается на изменении только одного из параметров ротационного режима Земли. По-видимому, необходим учет влияния если не всех, то, по крайней мере, нескольких параметров, вносящих наиболее весомые вклады в деформацию тектоносферы.

2. В этой гипотезе пока нет четкого определения роли и места спонтанных физико-геологических и геохимических процессов в тектоносфере, участвующих в структурообразовании.

Концепция геосинклиналей и платформ. Эта концепция зародилась и развивалась на основании изучения фактических данных о геологическом строении приповерхностных участков Земли, характеризующихся значительной мощностью осадочных образований, специфической линейной складчатостью, активным проявлением магматизма и повышенным метаморфизмом пород. Ею пользуются не только при изучении тектонических структур. Успехи в изучении стратиграфии, региональной геологии материалов, а также металлогении во многом обязаны этой концепции. Естественно, не было недостатка и в попытках объяснения механизма образования этих структур, но все они основывались на использовании внутренних сил Земли, обусловленных спонтанными физико-геологическими процессами. Как уже неоднократно подчеркивалось, без привлечения внешних сил объяснить возникновение неоднородностей в тектоносфере и, в частности, любых тектонических структур в принципе невозможно. В п. 5. 2 показано, что этапы возникновения и развития геосинклиналей полностью отвечают особенностям траектории движения полюса в течение галактического года.

Касаясь соответствия концепции геосинклиналей и платформ и Новой ротационной гипотезы структурообразования, подчеркнем следующее.

1. В концепции геосинклиналей и платформ нами использовались только закономерности, по возможности основанные

на фактических данных, а в ротационной гипотезе — особенности траектории движения полюса и связанный с ними механизм образования и последующего перемещения блоков тектоносферы. Поражает удивительное совпадение элементов структурообразования и сопутствующих им геологических явлений. Отсюда может следовать только один вывод — роль ротационного фактора в структурообразовании должна быть весомой.

2. В процессе сопоставления не было необходимости в привлечении таких дискуссионных понятий как «океаническая» и «континентальная» земная кора. Элементы океанической коры в виде офиолитовой формации образуются непосредственно в начальный этап формирования геосинклинальной структуры, что связано не с особенностями земной коры, а определяется областью разрядки экстремальных значений поля планетарных напряжений в каждую тектоническую активизацию Земли. То же самое следует сказать и об отличиях геосинклиналей и платформ. Они обусловлены не механическими особенностями коры, а своим пространственным положением относительно полюсов вращения.

3. Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что опыт столетнего изучения структур типа геосинклиналей, орогенов и платформ позволил сформулировать основные закономерности их формирования, мало отличающиеся от фактических. Поэтому они должны использоваться для оценки правомерности и практической значимости любых геотектонических гипотез. Автор считает, что гипотеза, с позиций которой нельзя объяснить основные закономерности формирования геосинклиналей и платформ, не может представлять реального интереса для геологов.

Новая глобальная тектоника. Свое развитие эта гипотеза получила в шестидесятые годы нашего столетия на основе результатов изучения акваторий океанов преимущественно геофизическими методами в рамках международного «Проекта верхней мантии». Результаты исследований оказались трудно объяснимыми с позиций традиционных представлений континентальной геологии. Возникла необходимость создания новой геотектонической гипотезы, с помощью которой можно было бы интерпретировать результаты геофизических исследований на океанах. Так родилась «Новая глобальная тектоника», или «Тектоника литосферных плит». При этом ряд основных положений тектоники литосферных плит в определенной мере унаследован от более ранней ги-

потезы дрейфа континентов А. Вегенера [36]. Сущность гипотезы тектоники литосферных плит и ее особенности достаточно подробно изложены в сборнике переводных статей [134]. В данном случае приводим ее основы, необходимые для дальнейшего изложения. Основные постулаты тектоники литосферных плит можно сформулировать так.

1. Литосфера Земли состоит из некоторого числа плит (блоков), которые представляют собой преимущественно участки океанического дна с находящимися на них континентами.

2. Плиты испытывают горизонтальные перемещения относительно друг друга. Представления о поверхностях перемещения, как подчеркивалось выше, у разных исследователей неодинаковые. Одни из них считают, что плиты перемещаются вместе с верхней частью мантии, включая астеносферу, другие — что они движутся по астеносферному слою. Начало перемещения (раздвиг) совпадает с разделяющей плиты рифтовой зоной (срединно-океаническим хребтом). На противоположном конце предполагается погружение плиты под континент или островную дугу вдоль зон Беньофа. Границами движущихся плит являются так называемые «трансформные» разломы, ориентировка которых определяется положением полюсов разрастания.

3. Перемещение литосферных плит является основой развития тектоносферы и ее генеральных структур, т.е. вдоль границ плит сосредоточена вся тектоническая, вулканическая и сейсмическая активность Земли.

Приведенные постулаты тектоники литосферных плит основываются на результатах интерпретации следующих фактических данных.

1. Подобие конфигурации береговых линий материков на противоположных берегах океанов (в частности, Атлантического), интерпретируемое как линии раскола ранее единого континента.

2. Наблюдающиеся в пределах океанов специфические линейные магнитные аномалии «зебрового» типа (см. рис. 43), интерпретируемые как результат разрастания океанической земной коры.

3. Несовпадающие траектории перемещения палеомагнитных полюсов Земли для разных континентов (или их частей), интерпретируемые как результат дрейфа этих частей в течение рассматриваемого интервала геологической истории.

Попробуем дать общую оценку гипотезы тектоники литосферных плит. В этом плане следует констатировать, что она не

удовлетворяет ни одному из пяти критериев, сформулированных в п. 7.1. Рассмотрим это подробнее.

1. В гипотезе не рассматриваются источники сил, под действием которых перемещаются литосферные плиты. Правда, в качестве движущего механизма авторы без достаточного обоснования принимают тепловую конвекцию в мантии. Приведенные в п. 7. З данные свидетельствуют о весьма малой вероятности существования этого явления в мантии. Однако даже если допустить его возможность, то потребуется введение внешнего регулятора пространственного расположения конвективных ячеек в мантии Земли. Кроме того, необходим источник энергии, поддерживающий конвекцию в течение всего интервала времени, пока происходит перемещение плит. Этот вопрос обычно не рассматривается.

2. Поскольку всю тектоническую жизнь авторы Новой глобальной тектоники сосредоточивают в краевых частях движущихся плит, то для объяснения цикличности тектонических процессов потребовался бы очень сложный «регулятор» кинематики перемещения плит. Вряд ли это возможно.

3. Концепция тектоники литосферных плит на учитывает фактор вращения Земли. Авторы этой концепции «ничто же суммируется» перемещают плиты по латерали, какие-то их части опускают в мантию, формируют новые участки коры, совершенно не учитывая, что этим они нарушают момент количества движения Земли в пространстве, а следовательно, ротационный режим Земли со всеми вытекающими последствиями, описанными в п. 5.1.

4. Авторы гипотезы тектоники литосферных плит пользуются такими традиционными понятиями, как «континентальная» и «океанская» земная кора, астеносфера, литосфера и литосферные плиты. Во-первых, в начале книги обсуждалась дискуссионность этих понятий и, следовательно, если уже их и применять, то только с учетом описанных выше особенностей. Во-вторых, любые неоднородности тектоносферы (включая плиты) можно получить только при условии участия внешних сил, на которые в гипотезе нет даже намека.

5. Сторонники гипотезы тектоники литосферных плит, характеризуя ее, часто прибегают к выражению, что эта гипотеза наиболее полно и удачно обобщила новую, в основном геофизическую, информацию о строении dna океанов. Мягко говоря, это просто преувеличение. Эта гипотеза в лучшем случае использует отдельные элементы физических полей. В соответ-

ствии с пятым критерием оценки геотектонических гипотез она должна отражать взаимосвязь процессов тектогенеза и главных физических полей Земли. В частности, если сторонники концепции связывают движение плит с конвекцией в мантии, то необходимо найти взаимосвязь этой конвекции с особенностями гравитационного, магнитного, теплового и других полей. Конечно, в гипотезе этого нет. Более того, наблюдается ряд противоречий между представлениями ее авторов и физическими полями. Например, если бы океаническая кора так отличалась от континентальной, как это представляют авторы тектоники плит, то, в первую очередь, это должно было найти отражение в аномалиях геоида. На самом деле никакой корреляции между аномалиями геоида, материками и океанами не наблюдается, что свидетельствует об изначально единой природе этих кор. Об этом же свидетельствует и равенство тепловых потоков на континентах и в океанах.

Возникает естественный вопрос: почему такая, с позиций обсуждавшихся выше критериев, недостаточно обоснованная гипотеза оказалась привлекательной для ряда западных исследователей, а, судя по современной литературе, и многих отечественных тоже? Автору представляется, что одной из главных причин сравнительно легкого отказа от долго господствовавшей концепции геосинклиналей платформ явились неудачные попытки с ее позиций объяснить многие факты и закономерности, присущие не только океанам, но и континентам. Эти попытки основывались на использовании внутrizемных сил и процессов, а, как подчеркивалось выше, это в принципе невозможно.

Рассмотрим возможность объяснения исходных фактических данных, лежащих в основе тектоники литосферных плит, с позиций Новой ротационной гипотезы структурообразования. Начнем со сходной конфигурации материков. Границы материков, точнее границы их шельфовых зон, являются зонами разломов тектоносферы. Их сходная конфигурация вызывает недоумение с традиционных позиций, исходящих из предположения о том, что разломы тектоносферы располагаются в пространстве произвольно, по принципу «битой тарелки». Поэтому подобие границ материков естественно наводит на мысль о линиях раскола некогда единого континента. С позиций Новой ротационной гипотезы структурообразования разломы тектоносферы располагаются вполне закономерно и для формирования морского бассейна не требуется раздвига-

ния материков или их частей. Достаточно относительного опускания определенных блоков тектоносферы. Единые законы формирования систем разломов вполне обеспечивают сходство конфигурации береговых линий материков.

Одно из главных положений, на котором зиждется гипотеза тектоники литосферных плит, — это «спрединг» океанического дна. К представлению о раздвижении определенных участков дна пришли геофизики на основании интерпретации линейных магнитных аномалий «зебрового» типа, аналогичных изображенным на рис. 43, *a* (см. п. 3.5). Там же обсуждались и другие возможные интерпретации этих аномалий. В частности, предпочтение было отдано варианту, согласно которому «зебровое» поле является проявлением дайкоподобных тел базальтового состава, возникших в единую геологическую эпоху. В пользу такой интерпретации, в частности, свидетельствует особенность ориентировки осевых линий магнитных аномалий. Они не параллельны, а характеризуются дискретными значениями азимутов простираций: 0, 8 и 17°. Такие азимуты простираций разломов наблюдаются на Украинском щите, что еще раз подчеркивает проявление единой глобальной закономерности разломообразования.

Наличие зон растяжения в определенных участках тектоносферы непосредственно вытекает из Новой ротационной гипотезы структурообразования (см. рис. 61), но из нее не следует необходимость значительных горизонтальных перемещений этих участков. Таким образом, магнитные аномалии «зебрового» типа вполне можно объяснить, не прибегая к перемещению плит. Привлекаемые с этой целью так называемые трансформные разломы [286], якобы свойственные только коре океанического типа, также не могут быть использованы для доказательства движения литосферных плит. Об этом, в частности, свидетельствуют результаты исследований тектоники докембрия автором. Так, в пределах Украинского щита (типовично континентальная область) большинство разломов отвечает основным особенностям трансформных [204].

Следующим важным положением, на котором основывается тектоника литосферных плит и большинство реконструкций первичного континента Земли, является несовпадение траекторий перемещения полюсов, полученных в результате палеомагнитных определений в пределах разных континентов (или их частей). Причем расхождения в положении полюсов тем больше, чем древнее эпоха, к которой они относятся. Пожа-

луй, это был бы наиболее серьезный аргумент в пользу тектоники литосферных плит, если бы эти траектории были реальными. Дело в том, что элементы древнего магнитного поля определяются относительно современного геоида, который оказывается деформированным по сравнению с древним. Причем степень его деформации пропорциональна разности времени между древней изучаемой эпохой и современной. Следовательно, расхождения между вычисляемыми координатами полюсов для одной и той же эпохи, но в разных точках Земли должны увеличиваться со временем, что и наблюдается на самом деле. Можно ли эти расхождения объяснить только что названной причиной или на них влияют и другие причины? Ответа на этот вопрос пока нет, а до его получения вряд ли можно пользоваться обсуждаемой особенностью поведения полюсов для ответственных научных заключений.

Таким образом, основные положения, на которых зиждется гипотеза тектоники литосферных плит, с позиций ротационной гипотезы структурообразования вполне могут быть интерпретированы без привлечения значительных горизонтальных перемещений блоков тектоносферы.

7.5. О перспективе создания современной геотектонической концепции структурообразования в тектоносфере

Современный уровень развития наук о Земле вполне позволяет ставить вопрос создания оптимальной геотектонической концепции, способной не только объяснять известные геологические закономерности, но и прогнозировать некоторые из них, в частности, закономерности размещения месторождений полезных ископаемых. Вместе с тем, следует подчеркнуть чрезмерную сложность этой задачи, связанную, в первую очередь, с ее разноплановостью. В самом деле, она должна основываться на современных достижениях геологии, геофизики, геохимии, механики, астрономии и родственных наук. Причем не просто использовать эти достижения, а пытаться найти внутреннюю взаимосвязь и взаимообусловленность явлений, изучаемых в рамках перечисленных выше наук. Возникает естественное противоречие: использование данных разных конкретных наук требует привлечения соответствующих специалистов, а поиск взаимосвязи и взаимообусловленности разнородных явлений — привлечения эрудированных специалистов, работающих на «стыке» этих наук. По-

видимому, выход из этого положения сводится к выполнению обоих упомянутых требований.

Вторая трудность заключается в необходимости преодоления традиционных представлений. Особая сложность возникает при переносе этих представлений из одной области наук о Земле в другую. Иллюстрацией такой сложности могут быть примеры использования представлений о земной коре и астеносфере, описанные в разд. 3.

При создании оптимальной геотектонической концепции, естественно, исследователи должны воспользоваться известными современными геотектоническими гипотезами, которые в ряде случаев являются взаимоисключающими друг друга. Поэтому на пути их синтеза ожидается еще одна сложность — необходимость определенного компромисса исследователей во взглядах. Пожалуй, это самая большая трудность. Тем не менее, такой компромисс, по-видимому, необходим.

В первую очередь, надо четко сформулировать целевое назначение будущей геотектонической гипотезы. Представляется, что если ограничиться геологическим этапом развития Земли, начало которого можно отнести к эпохе приобретения ею оболочечного строения, то основным назначением такой гипотезы следует принять возможность объяснения структурообразования в тектоносфере и сопутствующих ему геологических процессов, одним из которых является процесс формирования месторождений полезных ископаемых. Другими словами, такая гипотеза должна быть теоретической основой планирования, проведения и интерпретации результатов любых геологических исследований, конечной целью которых является прогноз расположения месторождений полезных ископаемых. Ниже предлагаются перечень проблем, решение которых должно способствовать созданию обсуждаемой концепции, этапы и возможные формы их выполнения. В частности, созданию современной геотектонической концепции структурообразования в тектоносфере должно предшествовать создание комплексной физико-геологической модели тектоносферы Земли, в которой бы нашли отражение главные особенности структурообразования и сопутствующие ему физико-геологические процессы. Такая модель, с одной стороны, могла бы служить отправной точкой для разработки основных положений геотектонической концепции, а с другой — использоваться в качестве своеобразного полигона для оценки эффективности создаваемой концепции. Недостатка в таких частных

моделях сейчас нет, но они обычно создаются на основе однородных данных, например, сейсмических, гравитационных, магнитных, а комплексирование сводится к использованию параметров одних моделей для определения параметров других.

Задача заключается в том, чтобы в комплексной модели добиться согласованности независимо от особенностей частных физико-геологических моделей. Рассмотрим этот тезис на примерах.

1. Если признать различие сейсмических параметров земной коры на материках и в океанах, как следствие разного их происхождения, то в комплексной модели должны найти объяснение такие «парадоксы», как равенство тепловых потоков на материках и в океанах в тепловой модели, отсутствие корреляции аномалий геоида с положением материков и океанов в плотностной модели тектоносферы. В плотностной модели наблюдается еще одна особенность. Судя по поведению аномалий высот геоида, отражающих неоднородности в тектоносфере, эти неоднородности располагаются вблизи поверхности геоида и имеют разломно-блочную природу [201], но они не коррелируют не только с материками и океанами, но и с современным структурным планом приповерхностной части тектоносферы. На эту особенность указывал еще К.Е. Буллен [28]. Если не удастся совместить упомянутые выше особенности разных моделей в единой комплексной, то, естественно, возникнет вопрос о пересмотре этих моделей.

2. Из приведенных в разд. 3 данных следует, что надо решать проблему существования астеносферы. По-видимому, наибольшие возможности в этом плане представляет совмещение сейсмогеологической и геоэлектрической моделей. Совместный анализ данных глубинного сейсмического (ГСЗ), магнитотеллурического (МТЗ) и магнитовариационного (МВЗ) зондирований с учетом особенностей теплового поля должен обеспечить решение этой проблемы. Параллельно надо решить проблему сейсмической расслоенности тектоносферы, выяснить природу границ раздела и, в первую очередь, границы Мохоровичича *M*. Решение придется искать путем совмещения сейсмогеологической, геоэлектрической, петрологической моделей с учетом данных изучения физических свойств горных пород при высоких термодинамических параметрах.

3. Представляется, что существенный вклад в создание комплексной модели тектоносферы могут дать результаты совмещения плотностной и геомагнитной моделей. В частности,

используя в геомагнитной модели тектоносферы введенное А.С. Семеновым [174] понятие о магнитной оболочке Земли с нарастанием намагниченности с глубиной в совокупности с градиентной плотностной моделью верхней части тектоносферы можно попытаться определить не только пространственное положение, но и генезис магнитных и плотностных неоднородностей.

4. В свое время путем совмещения плотностной и сейсмогеологической моделей тектоносферы в пределах Украинского щита было показано, что верхняя часть тектоносферы, включающая земную кору, чрезмерно нарушена системами иерархически соподчиненных субвертикальных разломов, образующих блоки, горизонтальные размеры которых несоизмеримо малы по сравнению с вертикальными [204]. Одним из следствий этой особенности тектоносферы является анизотропия ее механических свойств. Причем надо различать два вида анизотропии: 1) общую, обусловленную блокировкой, при которой горизонтальные размеры блоков значительно меньше вертикальных; 2) частную, обусловленную иерархической соподчиненностью порядков разломов и разделяемых ими блоков. Следствием общей анизотропии является несравненно более благоприятная возможность относительных перемещений в вертикальном направлении по сравнению с горизонтальными. Вместе с тем, эта возможность реализуется неодинаково на границах блоков разных порядков. Дело в том, что механическая взаимосвязь между блоками обратно пропорциональна рангам разломов: чем крупнее разлом, тем более ослабленная связь между блоками [206].

Если эту особенность можно распространить на любые регионы Земли, то становится ясным механизм приливообразующих деформаций в Земле. Однако одновременно возникает парадокс: малые приливные деформации в «твёрдой» Земле (< 1 м), обусловленные лунно-солнечным притяжением, происходят практически «мгновенно», а аномалии высот геоида, характеризующиеся десятками метров, сохраняются в течение нескольких геологических эпох. Решение этого парадокса — одна из задач при конструировании механической модели тектоносферы. Анизотропия механических свойств верхней части тектоносферы обязательно должна учитываться при определении ее вязкости, коэффициентов Ламе и других численных параметров.

5. Близка к описанной выше проблема складчатости. Здесь тоже имеет место своеобразный парадокс, заключающийся в том,

что образование многих видов складок до сих пор рассматривается с позиций контракционной геотектонической гипотезы. В качестве механизма складкообразования используются поперечный и продольный изгибы. Несмотря на общеизвестную хрупкость земной коры, многие исследователи продолжают ее «гнуть». Понятие «прогиб» для них не анахронизм, а отвечающее своему содержанию.

Вместе с тем, одной из общих особенностей строения метаморфических толщ является взаимное наложение нескольких складчатостей [121]. И если образование одной из них в первично-осадочной толще можно допустить в результате продольного или поперечного изгиба в режиме сжатия, то вряд ли этот механизм можно применить для объяснения последующих этапов складкообразования в консолидированной метаморфической толще. Закономерное пространственное соотношение между ориентировкой систем разломов, плоскостных структур и элементами взаимно пересекающейся складчатости свидетельствуют о том, что наиболее вероятным механизмом складкообразования является механизм складчатости скальвания [252]. Во всяком случае можно констатировать, что пока нет общепринятых представлений о механизме складкообразования в тектоносфере. Без решения этой проблемы трудно надеяться на создание полноценной комплексной модели тектоносферы.

6. Максимальное количество фактических геологических данных и закономерностей получено при изучении основных тектонических структур, расположенных в верхней части тектоносферы. Естественно, эти данные следует наиболее полно учитывать при создании комплексной модели тектоносферы, в частности, должны быть учтены: закономерности образования материков и океанов; общность и различия формирования таких структур, как геосинклинали и орогены, авлакогены и рифты, глубоководные желоба и островные дуги. Однако именно по этим вопросам наблюдаются значительные расхождения во взглядах. Например, автор убежден, что все эти структуры формировались по единой схеме, но существуют и противоположные точки зрения. Без согласованного решения этих вопросов комплексная физико-геологическая модель тектоносферы, на которой должна проводиться будущая оптимальная геотектоническая гипотеза, во многом будет обесценена.

7. В комплексной физико-геологической модели тектоносферы должны быть четко определены роль и место разломов.

При этом речь идет о механизме как разломообразования, так и участия разломов в формировании структурных планов верхней части тектоносферы, а также в формировании физических полей, в частности, теплового. В современной практике изучения теплового поля тектоносферы считается, что тепловой поток создается преимущественно за счет кондуктивного способа передачи теплоты, вследствие чего его конвективной частью обычно пренебрегают. Глубинные разломы в режиме растяжения являются своеобразными тепловодами. В них конвективная часть теплового потока преобладает над кондуктивной. В этих условиях стандартный подход может привести к неоправданным противоречиям. Например, максимальный тепловой поток, наблюдающийся над срединно-океаническими хребтами, интерпретируется как результат выноса теплоты конвекцией мантийного вещества. Возможна альтернативная, более простая интерпретация этого факта — повышенный тепловой поток обусловлен так называемой проникающей конвекцией теплоты в пределах разломной структуры. Приведенный пример свидетельствует о том, что в условиях описанной выше нарушенности тектоносферы системами иерархически соподчиненных разломов необходимо создать ее тепловую модель, учитывающую обе компоненты тепловых потоков.

Разломы в геоэлектрической и сейсмогеологической моделях тектоносферы создают определенные сложности при интерпретации результатов наблюдений. Дело в том, что традиционно для этих целей используются горизонтально слоистые модели, не учитывающие влияния разломов. Искажения, вызванные влиянием разломов, могут оказаться выходящими за рамки допустимых. Более подробно этот вопрос изложен в разд. 3. Если эту особенность геоэлектрической модели тектоносферы не учесть в комплексной модели тектоносферы, ее достоверность может быть поставлена под сомнение.

Описанный выше перечень противоречий и невыясненных вопросов, решение которых необходимо найти в процессе создания комплексной физико-геологической и геохимической модели тектоносферы, можно было бы значительно продолжить, но это не является целью настоящего раздела. Он приведен для того, чтобы показать определенную сложность и многогранность рассматриваемой проблемы.

Создаваемая современная геотектоническая концепция должна удовлетворять, по крайней мере, следующим условиям:

1) быть способной объяснить все особенности описанной выше комплексной физико-геологической и геохимической модели тектоносферы;

2) соответствовать всем пяти критериям, сформулированным в п. 7.1;

3) быть, по возможности, строгой, способной объяснить наущные проблемы геологии, т.е. качественно новой особенностью создаваемой геотектонической концепции по сравнению с существующими должен быть уход ее от примитивизма.

Рассмотрим последнее условие на примере реализации первого критерия — наличия сил и энергии, участвующих в перемещениях масс на Земле. При этом будем исходить из обязательного сочетания внутренних и внешних сил. Поскольку последним, как правило, уделялось меньше внимания, рассмотрим их подробнее.

Одним из наиболее вероятных результатов взаимодействия нашей планеты с окружающими ее физическими полями является изменение ротационного режима Земли, приводящее к нарушению ее равновесного состояния. Тут возникает серия вопросов, решить которые необходимо для создания оптимальной концепции:

а) рассчитать поле планетарных напряжений, обусловленных вариациями различных параметров ротационного режима (изменение угловой скорости, положения оси вращения, изменение эксцентриситета орбиты движения Земли и т.д.);

б) сопоставить вклады этих параметров в поле планетарных напряжений с целью выбора двух-трех наиболее существенных;

в) найти суммарное поле планетарных напряжений в тектоносфере, обусловленное влиянием вариаций основных параметров ротационного режима Земли.

Расчет поля напряжений в Земле — чрезвычайно сложная задача. Пока она решена в первом приближении для случая, когда эти напряжения обусловлены изменением угловой скорости вращения Земли [183]. Поле напряжений, обусловленное переориентировкой оси вращения Земли, насколько известно автору, вообще не рассчитывалось. Следовательно, суммарное поле, обусловленное вариацией обоих этих параметров, тоже неизвестно, а оно необходимо для установления законов деформации в тектоносфере.

Естественно, расчеты придется делать на упрощенных моделях Земли, принимая в качестве таковых: а) однородный упругий эллипсоид вращения со сжатием, равным сжатию Зем-

ли; б) аналогичный упруго-вязкий эллипсоид. Методику расчетов можно принять аналогичной методике, использованной в свое время М.В. Столовасом [183]. Представляется, что единый подход к вычислению напряжений даст возможность оценить соотношение этих напряжений, обусловленных изменением разных параметров ротационного режима Земли. Кроме того, такой подход позволит изучить суммарное поле напряжений, необходимое для анализа законов деформации пород, слагающих тектоносферу.

В процессе выполнения расчетов и последующей их привязки к геологическому времени потребуется траектория движения Северного полюса по поверхности Земли. Ее восстановление можно осуществить по палеомагнитным данным, воспользовавшись известной теоремой о том, что среднему положению палеомагнитных полюсов за 10^4 лет соответствует среднее положение географического полюса. Главная трудность заключается в том, что в результате исследований получаются положения палеомагнитных полюсов на современном геоиде, а их надо отнести к геоидам, соответствующим возрасту исследуемых образцов пород. Тем не менее, пользуясь методом последовательных приближений, можно рассчитывать на решение этой задачи.

Результаты расчетов полей напряжений и их тектоническая интерпретация, безусловно, потребуют проверки. Ее можно осуществить, по крайней мере, двумя путями.

1. Физическим моделированием деформаций в верхних оболочках Земли. С этой целью можно воспользоваться теми же моделями, которые приняты для аналитических расчетов. Желательно получить поля напряжений: при постоянном положении оси вращения и изменяющейся угловой скорости вращения модели; при постоянной угловой скорости вращения модели и изменяющемся положении оси вращения; при обоих изменяющихся параметрах.

2. Сопоставлением характерных особенностей полей напряжений с местоположением и пространственной ориентировкой глобальных линейных тектонических структур известного возраста. Определенный вклад в решение этой проблемы сделан А.В. Долицким [63].

Кроме того, с этой целью можно использовать данные о современных движениях земной поверхности, полученных в результате уровнемерных наблюдений, которые проводились на побережьях океанов, морей и некоторых озер. Продолжительность

таких наблюдений составляет десятилетия, а в некоторых пунктах — более сотни лет. Этими наблюдениями устанавливаются «перекосы» земной поверхности. Сравнение их с теоретическими, полученными в результате расчетов, также позволит оценить их достоверность. Главным преимуществом такого способа оценки является использование количественных данных о перемещении блоков земной коры относительно уровня Мирового океана, который в пределах последней сотни лет можно считать постоянным. Временную привязку поля напряжений можно осуществить с помощью траектории движения Северного географического полюса, построенной по результатам астрономических наблюдений [59].

Кроме рассмотренных выше напряжений, обусловленных изменением ротационного режима Земли, внешними могут быть силы (напряжения) и другой природы, например, напряжения в тектоносфере, обусловленные влияниями лунно-солнечных приливов или связанные с влиянием неоднородностей, возникших в периоды предыдущих тектонических активизаций. Необходимы оценка их роли и определение места в оптимальной геотектонической концепции структурообразования.

Касаясь оценки роли внутренних сил Земли, отметим, что в первую очередь необходимо решить проблему существования конвекции в мантии. Причем эту проблему нужно решать с учетом резкой анизотропии механических свойств тектоносферы.

В первое требование правомерности геотектонической концепции входит обязательное наличие источника энергии, поддерживающего тектонические силы. Добавим к этому, что при создании оптимальной геотектонической концепции необходимо решить вопрос о достаточности источника энергии. С этой целью следует тщательно проанализировать баланс внешнего и внутреннего источников энергии. В частности, источник энергии, вызывающий изменение ротационного режима Земли, приводит к провороту отдельных частей Земли относительно друг друга. Одним из следствий такого проворота является деформация внешних оболочек Земли, включая тектоносферу, гидросферу и атмосферу. Перечисленные выше процессы неизбежно сопровождаются возникновением или преобразованием физических полей. Задача заключается в определении баланса между энергией проворотов отдельных частей Земли и сопутствующих им физических явлений и энергией деформаций внешних оболочек Земли и сопутствующих им геологических явлений. С этой целью необходимо вычислить энергию проворотов внутренних оболочек Земли с

учетом потерь за счет механического и электромагнитного взаимодействия этих оболочек. При этом скорость проворота внутреннего ядра может быть оценена по так называемому «западному дрейфу» магнитного поля.

Выше изложены элементы программы создания оптимальной современной геотектонической концепции, причем не всей программы, а той ее части, которая соответствует реализации только первого требования, предъявляемого к геотектоническим концепциям структурообразования в тектоносфере. Полная программа исследований должна состоять из аналогичных элементов, направленных на реализацию изложенных выше всех пяти требований. Цель приведения элементов программы — показать сложность и разноплановость проблемы, стоящей перед исследователями. Ее решение непосильно не только одному человеку, но и коллективу, состоящему из исследователей одной специальности, поэтому такой коллектив, наряду с геологами-тектонистами, должен быть представлен геофизиками, геохимиками, геомеханиками, астрономами, математиками и родственными им специалистами. Успешное решение обсуждаемой проблемы столь разнородным коллективом возможно только при наличии единой согласованной программы исследований. Однако само составление такой программы — один из важнейших и, пожалуй, наиболее научноемких этапов предстоящих научных разработок. Качественно составленная программа исследований, по существу, предопределит результат ее реализации. Такая программа должна быть международной.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Акасофу С.Н., Чепмен С.* Солнечно-земная физика: В 2 ч. — М.: Мир, 1974. — Ч. 1. — 384 с.
2. *Алексеева Л.К.* Роль геотектонических гипотез в становлении общей теории Земли // Вестн. АН КазССР. — 1968. — № 9. — С. 17—20.
3. *Андюева Т.А., Супруненко О.Н.* Разломная тектоника Камчатки и сопредельных акваторий // Строение, история развития и проблемы нефтегазоносности акваторий. — Л., 1975. — С. 100—114.
4. *Артемьев М.Е.* Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их толкования. — М.: Наука, 1966. — 138 с.
5. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. — М.: Наука, 1979. — 328 с.
6. *Бабак В.И.* Новейшая структура Казахского щита // Геотектоника. — 1969. — № 6. — С. 86—99.
7. *Балуховский Н.Ф.* Геологические циклы. — К.: Наук. думка, 1966. — 168 с.
8. *Белевцев Я.Н.* Геология Криворожских железорудных месторождений. — К.: Изд-во АН УССР, 1962. — 480 с.
9. *Белевцев Я.Н., Пресс А.К.* Основные этапы геологического развития Украинского щита // Геол. журн. АН УССР. — 1962. — Т. XII, вып. 5. — С. 3—18.
10. *Белоусов В.В.* Общая геотектоника. — М.: Госгеопиздат, 1948. — 599 с.
11. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. — М.: Недра, 1975. — 262 с.
12. *Белоусов В.В.* Происхождение и развитие тектоносферы океанов // Земная кора и верхняя мантия океанов. — М.: Наука, 1968. — С. 190—226.
13. *Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л.* Электропроводность земной коры СССР // IV Всесоюз. съезд по геомагнетизму: Тез. докл. — Владимир-Сузdalь, 1991. — С. 110.
14. *Бернгар Э.А.* Законы физической палеоклиматологии и логическое значение палеоклиматических данных // Проблемы палеоклиматологии. — М.: Мир, 1968. — С. 188—200.
15. *Бланк М.Я., Пьянков В.Я.* О некоторых тектонических особенностях позднемелового осадконакопления северной окраины Донбасса // Геол. журн. — 1979. — Т. 39, № 5. — С. 113—122.
16. *Богданов В.И.* Геофизические и геодинамические аспекты модели трещиноватой земной коры // Геофизические исследования литосферы Европейского Севера СССР. — Апатиты, 1989. — С. 12—22.
17. *Большаков А.С., Соловьевников Г.М.* Напряженность геомагнитного поля в последние 400 млн лет // Докл. АН СССР. — 1981. — Т. 80, № 6. — С. 1340.
18. *Борисов А.А.* Геофизическая характеристика платформенных территорий // Геотектоника. — 1965. — № 3. — С. 3—11.
19. *Ботт M.* Внутреннее строение Земли. — М.: Мир, 1974. — 374 с.
20. *Брагинский С.И.* Об основах теории гидромагнитного динамо Земли // Геомагнетизм и аэрономия. — 1968. — Т. 7, № 3. — С. 401—410.

21. Брагинский С.И. Геомагнитное динамо // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1978. — № 9. — С. 74—90.
22. Брайден Дж. С., Ирвинг Е. Спектры палеоширот осадочных палеоклиматических индикаторов // Проблемы палеоклиматологии. — М.: Мир, 1968. — С. 104—129.
23. Браун Д., Массет А. Недоступная Земля: Пер. с англ. — М.: Мир, 1984. — 262 с.
24. Булин Н.К. Об одной сейсмической границе в консолидированной земной коре Евразии // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1974. — № 8. — С. 5—25.
25. Булин Н.К. К вопросу о границе Мохоровичича под океанами // Геология и геофизика. — 1979. — № 2. — С. 54—64.
26. Булина Л.В. Приближенная оценка залегания нижней границы крутопадающих намагниченных тел // Разведочная геофизика. — М.: Недра, 1966. — Вып. 15. — С. 99—104.
27. Буллард Дж. Стандартизация измерений силы тяжести // Земная кора и верхняя мантия. — М., 1972. — С. 240—250.
28. Буллен К.Е. Плотность Земли. — М.: Мир, 1978. — 448 с.
29. Бурлацкая С.П. Изменение напряженности геомагнитного поля за последние 8 500 лет по мировым археомагнитным данным // Геомагнетизм и аэрономия. — 1970. — Т. 10, № 4. — С. 694—699.
30. Бурлацкая С.П. Вековые вариации магнитного поля Земли по археомагнитным и палеомагнитным данным // Геомагнетизм и аэрономия. — 1972. — Т. 12, № 4. — С. 662—675.
31. Бурлацкая С.П., Нечаева Т.Б., Петрова Г.Н. Реальность западного дрейфа геомагнитного поля по археомагнитным данным // Докл. АН СССР. — 1968. — Т. 178, № 6. — С. 1301—1303.
32. Бурьяннов В.Б., Гордиенко В.В., Павленкова Г.И. Комплексная геофизическая модель юга Европейской части СССР // Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли. — К.: Наук. думка, 1979. — С. 137—149.
33. Ваньин Л.Л. О моделях глубинной электропроводности // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1981. — № 5. — С. 57—66.
34. Ващиков Ю.Я. Блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии. — М.: Недра, 1984. — 240 с.
35. Введенская Н.В., Спирин Л.Н. Планетарно-тектоническая трещиноватость западной части территории СССР // Геология и полезные ископаемые Пермского Прикамья. — Пермь, 1973. — С. 90—100.
36. Вегенер А. Происхождение континентов и океанов: Пер. нем. — Л.: Наука, 1984. — 285 с.
37. Великанов В.А. О механизме процесса унаследования древних разрывных структур современной долинной сетью в Среднем Приднестровье // Докл. УССР. Сер. Б. — 1973. — № 9. — С. 781—783.
38. Венинг Мейнц Ф.А. Пластическое втягивание земной коры; происхождение геосинклиналей // Земная кора. — М.: ИНОГИЗ. — 1957. — С. 339—350.
39. Виноградов А.П. Происхождение оболочек Земли // Вестн. АН СССР. — 1962. — № 9. — С. 10—29.
40. Владимиров Н.П. Исследования на Балтийско-Скандинавском щите и Кокчетавской глыбе // Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. — М.: Наука, 1975. — С. 56—57.
41. Владимиров Н.П., Дмитриев В.И. Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии на территории Русской платформы // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1972. — № 6. — С. 100—103.
42. Волк В.Э., Иванов С.С., Шимараев В.Н. Аэромагнитные данные в исследовании земной коры. — Л.: Недра, 1982. — 152 с.
43. Воловович М.П., Баюк Е.И., Шагинян Г.Ш. Исследование скорости и поглощения продольных волн в горных породах и минералах при давлениях до 15 кбар и

- температурах до 600 °С // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1977. — № 7. — С. 82—90.
44. *Воронов П.С.* Очерки о закономерностях морфологии глобального рельефа Земли. — Л.: Наука, 1968. — 124 с.
 45. *Гамкрелидзе И.П.* Планетарная трещиноватость дислоцированных толщ и связанные с ней явления // Геотектоника. — 1972. — № 6. — С. 45—54.
 46. *Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ / Ред. В.Л. Андрущук.* — М.: Недра, 1968. — 760 с.
 47. *Глубинное электромагнитное зондирование / М.Н. Бердичевский, В.П. Борисова, Л.Л. Ваньян и др. // Изв. АН СССР. Физика Земли.* — 1973. — № 7. — С. 68—81.
 48. *Гогоненков Г.Н., Шлыгин П.Д.* О сейсмических свойствах кристаллического фундамента по данным измерений в глубокой скважине // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1969. — № 8. — С. 16—23.
 49. *Голиздра Г.Я.* Об изостатическом равновесии земной коры Украинского щита // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1972. — № 10. — С. 44, 45.
 50. *Голиздра Г.Я.* Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры. — М.: Недра, 1988. — 212 с.
 51. *Гордиенко В.В., Логвинов И.И.* О возможной природе Кировоградской аномалии электропроводности // Новые результаты геофизических исследований на Украине. — К.: Наук. думка, 1977. — С. 113—119.
 52. *Гравитационная модель коры и верхней мантии Земли / Под ред. Б.К. Балавадзе.* — К.: Наук. думка, 1979. — 248 с.
 53. *Грачев А.С., Федоровский В.С.* О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных прогибов // Сов. геология. — 1970. — № 12. — С. 121—122.
 54. *Гришикян Р.И.* Новые данные о строении и развитии системы докембрийских разломов решетчатого типа на Алданском щите // Вопросы тектоники докембрия континентов. — М., 1970. — С. 120—131.
 55. *Грушинский Н.П.* Теория фигуры Земли. — М.: Наука, 1976. — 512 с.
 56. *Гурарий Г.З.* Некоторые данные о характере геомагнитного поля во время инверсий // Докл. АН СССР. — 1968. — Т. 178, № 5. — С. 1065—1068.
 57. *Гутенберг Б.* Физика земных недр. — М.: ИНОГИЗ, 1963. — 264 с.
 58. *Давыдова Н.И.* Изучение тонкой структуры области перехода от коры к мантии. — М.: Наука, 1977. — 163 с.
 59. *Движение полюса Земли с 1890.0 по 1969.0 / Е.П. Федоров, А.А. Корсунь, С.П. Майор и др.* — К.: Наук. думка, 1972. — 264 с.
 60. *Деменицкая Р.М.* Кора и мантия Земли. — М.: Недра, 1967. — 280 с.
 61. *Десслер А.Дж.* Геомагнетизм // Околоземное космическое пространство. — М.: Мир, 1966. — С. 158—187.
 62. *Долгинов Ш.Ш.* Магнетизм планет и проблема механизма динамо. — М., 1976. — 66 с. — (Препр./ИЗМИРАН АН СССР; № 15(158)).
 63. *Долицкий А.В.* Реконструкция тектонических структур. — М.: Недра, 1978. — 150 с.
 64. *Долицкий А.В., Луговенко В.Н., Портнова В.И.* Оссесимметричные системы линейных магнитных аномалий на территории СССР // Геомагнетизм и аэрономия. — 1973. — Т. XIII, вып. 2. — С. 384—386.
 65. *Дортман Н.Б., Жданов В.В.* Петрофизические изменения в процессе метаморфизма горных пород // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. — К.: Наук. думка, 1971. — С. 333—339.
 66. *Дынко М.А.* Вековое замедление вращения Земли по палеонтологическим данным // Материалы пленума комиссии по изучению вращения Земли Астрономического Совета АН СССР. — К., 1974. — С. 15—19.
 67. *Жамалетдинов А.А.* Модель глубинного электрического разреза щитов и древних платформ // Коровье аномалии электропроводности. — Л.: Наука, 1984. — С. 21—27.

68. *Жданов В.В.* Черты магматизма глубинных разломов подвижных поясов // Глубинные разломы. — М., 1964. — 121 с.
69. *Желлин Г.А., Валнер Л.А.* Результаты трехкратного нивелирования земной коры // Современные движения земной коры. — М., 1968. — № 3. — С. 190—199.
70. *Жонголович И.Д.* Внешнее гравитационное поле Земли и фундаментальные постоянные, связанные с ним // Науч. тр./ Ин-т теорет. астрономии АН СССР. — 1952. — Вып. 3. — 126 с.
71. *Заггий Г.Ф., Русаков О.М.* Археовековые вариации геомагнитного поля юго-запада СССР. — К.: Наук. думка, 1982. — 126 с.
72. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. — М.: Недра, 1979. — 311 с.
73. *Зосимович И.Д.* Геомагнитная активность и устойчивость корпускулярного поля Солнца. — М.: Наука, 1981. — 122 с.
74. *Зубаков В.А.* Ритмичность геологического развития и стратиграфическая классификация // Географ. Сб.; № 15. Астрогеология. — М.; Л., 1962. — С. 179—187.
75. *Изучение тектоники докембрия геолого-геофизическими методами / Под ред. К.Ф. Тяпкина.* — М.: Недра, 1972. — 260 с.
76. *Калинин Ю.Д.* О некоторых вопросах изучения вековых вариаций земного магнетизма // Тр. науч.-исслед. Ин-та земного магнетизма. — 1952. — Вып. 8. — С. 5—11.
77. *Каплан С.А., Пицельнер С.Б.* Межзвездная среда. — М.: Физматиздат, 1963. — 531 с.
78. *Караулов В.Ф., Ставцев А.Л.* О главных системах разломов материковой части Дальнего Востока // Геотектоника. — 1975. — № 4. — С. 71—84.
79. *Карус Е.В., Саркисов Ю.М.* Об антистратiformном характере разреза кристаллического основания континентальной земной коры // Докл. АН СССР. — 1986. — Т. 289, № 1. — С. 176—179.
80. *Каттерфельд Г.Н.* Лик Земли и его происхождение. — М.: Географиздат, 1962. — 152 с.
81. *Киселев В.М.* Неравномерность суточного вращения Земли. — Новосибирск: Наука, 1980. — 158 с.
82. *Климишин И.А.* Астрономия наших дней. — М.: Наука, 1986. — 560 с.
83. *Клушин И.Г.* Взаимосвязь тектонических движений и магматизма Земли на основе вариационного принципа наименьшего действия // Зап. ЛГИ. — 1963. — Т. 46, вып. 1. — С. 33—50.
84. *Клушин И.Г., Шустрова Л.Е.* Некоторые вопросы методики интерпретации региональной гравиметровой съемки с целью изучения элементов глубинной структуры северо-восточной части Балтийского щита // Прикл. геофизика. — М.: Недра, 1965. — Вып. 41. — С. 133—142.
85. *Ковбасюк Л.Д.* О глобальном характере спектра близсугочных вариаций широт // Астроном. журн. — 1984. — 61, вып. 6. — С. 1218—1225.
86. *Кольская сверхглубокая.* — М.: Недра, 1984. — 490 с.
87. *Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов // В.Б. Бурьянов, В.В. Гордиенко, С.Н. Кулик, И.М. Логвинов.* — К.: Наук. думка, 1983. — 176 с.
88. *Коровые аномалии электропроводности: Сб. науч. тр.* — Л.: Наука, 1984. — 160 с.
89. *Косминская И.П.* О соотношениях между детальными и малодетальными наблюдениями // Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. — Л.: Гостоптехиздат, 1962. — С. 479—481.
90. *Косминская И.П.* Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. — М.: Наука, 1968. — 228 с.
91. *Косминская И.П., Павленкова Н.И.* Общие черты сейсмической модели литосферы основных геоструктур территории СССР. — М.: Наука, 1980. — С. 141—152.

92. Косыгин Ю.А. Тектоника. — М.: Недра, 1988. — 462 с.
93. Красовский С.С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. — К.: Наук. думка, 1981. — 264 с.
94. Кропоткин П.Н. О происхождении складчатости // Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол. — 1950. — Т. XXV, вып. 5. — С. 3—29.
95. Кропоткин П.Н., Трапезников Ю.А. Вариации угловой скорости вращения Земли, колебаний полюса и скорость дрейфа геомагнитного поля и их возможная связь с геотектоническими процессами // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1963. — № 11. — С. 32—50.
96. Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. — К.: Наук. думка, 1982. — 216 с.
97. Кузнецов В.В. Магнитное поле // Тр. Ин-та геологии и геофизики АН СССР. — Новосибирск: Наука, 1989. — С. 20—32.
98. Кузнецов В.В. Развитие модели «горячей» Земли // Физика Земли. Новый взгляд на некоторые проблемы. — Новосибирск: Наука, 1989. — С. 5—65.
99. Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. — К.: Наук. думка, 1978. — 148 с.
100. Лебедев Т.С. Физические свойства пород литосферы в условиях больших глубин // Проблемы физики Земли на Украине. — К.: Наук. думка, 1975. — С. 98—117.
101. Лейбензон Л.С. Собр. тр. Т. IX. Геофизика. — М.: Изд-во АН СССР, 1965. — С. 169—396.
102. Ли Сы-Гуан. Широтные тектонические зоны // Геология Китая. — М.: Изд-во иностр. лит., 1952. — С. 196—224.
103. Личков Б.Л. Природные воды Земли и литосфера. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. — 164 с.
104. Лоссовский Е.К. Теоретические сейсмограммы на идеализированных моделях нефтегазовой залежи // Геофиз. журн. — 1982. — Т. 4, № 5. — С. 26—35.
105. Лунгергаузен Г.Ф. О периодичности геологических явлений и изменений климатов прошлых геологических эпох // Проблемы планетарной геологии. — М.: Госгеоптехиздат, 1963. — С. 7—49.
106. Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. — М.: Наука, 1969. — 273 с.
107. Люстик Е.Н. Изостазия и изостатические гипотезы. — М.: Изд-во АН СССР, 1957. — 90 с.
108. Люстик Е.Н. О конвекции в оболочках Земли по расчетам Пикериса // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. — 1957. — № 5. — С. 614—615.
109. Магницкий В.А. Внутреннее строение Земли. — М.: Недра, 1965. — 379 с.
110. Макаренко Г.Ф. Базальтовые поля Земли. — М.: Недра, 1978. — 148 с.
111. Макаренко Г.Ф. Траппы в структуре материков. — М.: Наука, 1983. — 208 с.
112. Макаров В.И., Соловьев Л.И. Геотектонические поперечные структуры Тянь-Шаня и их выражение на космических снимках // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1975. — № 2. — С. 10—18.
113. Максимов И.В., Слепцов-Шевлевич Б.А. Изменение скорости вращения Земли и барическое поле северного полушария Земли // Докл. АН СССР. — 1973. — Т. 210, № 1. — С. 79—81.
114. Малая советская энциклопедия. — 10-е изд. — М.: Сов. энцикл., 1960. — Т. 9. — С. 1213.
115. Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли. — М.: Мир, 1964. — 384 с.
116. Марочник Л.С., Сучков А.А. Галактика. — М.: Наука, 1984. — 392 с.
117. Мартынова Г.И. Природа и закономерности размещения планетарной трещиноватости земной коры // Геологическое строение СССР. — М., 1969. — Т. 5. — С. 178—188.
118. Матушкин Б.А. Результаты аэромагнитных исследований по профилям ГСЗ // Сов. геология. — 1967. — № 1. — С. 131—135.

119. *Матцкова В.А.* Карта градиентов современных вертикальных движений земной коры Европейской части СССР и исследования периодичности движений // Современные движения земной коры. – Тарту, 1973. – № 5. – С. 42–48.
120. *Мельхор П.* Земные приливы. – М.: Мир, 1968. – 482 с.
121. *Методические* указания по геологической съемке масштаба 1:50 000 (Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований). Вып. 4 / Под ред. А.С. Кумпана. – Л.: Недра, 1972. – 376 с.
122. *Мигаль Н.К.* О вековом перемещении полюсов вращения деформируемой Земли // Науч. зап. Львов. политехн. ин-та. Сер. геодез. – 1958. – № 4. – С. 3–17.
123. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. – М.: Недра, 1968. – 483 с.
124. *Михайлов А.А.* Курс гравиметрии и теории фигуры Земли. – М., 1939. – 432 с.
125. *Михалев А.К., Бородулин М.И.* О глубинной структуре Донецкого бассейна в свете современных геофизических данных // Геотектоника. – 1976. – № 5. – С. 49–57.
126. *Молоденский М.С., Еремеев В.Ф., Юркина М.И.* Оценка точности ряда Стокса и некоторые попытки уточнения его теории // Тр. ЦНИИГАиК. – 1962. – Вып. 145. – С. 3–21.
127. *Морган В.* Океанические поднятия, глубоководные желоба, большие разломы и блоки земной коры // Новая глобальная тектоника. – М.: Мир, 1974. – С. 68–93.
128. *Наливкин В.Д.* О цикличности геологической истории // Географ. сб. Астрогеология. – 1962. – № 5. – С. 188–197.
129. *Немец В., Кюйт Р.* Проблемы применения математических методов для геологических исследований с учетом иерархий в планетарных равноудаленных разрывных системах // Методология геологических исследований. – Владивосток, 1976. – С. 49–56.
130. *Несс Н.Ф.* Солнечный ветер и геомагнитное поле в спокойных условиях // Солнечно-земная физика. – М.: Мир, 1968. – С. 115–151.
131. *Нижний докембрий западной части Украинского щита* / Е.М. Лазько, В.П. Кирилук, А.А. Сиворонов и др. – Львов: Вища школа. Изд-во при Львов. ун-те, 1975. – 240 с.
132. *Николаева Т.В.* О некоторых общих (планетарных) закономерностях в направлениях трещиноватости докембрийских пород Балтийского и Украинского щитов // Планетарная трещиноватость. – Л., 1973. – С. 78–88.
133. *Николаевский В.Н.* Земная кора, дилантансия и землетрясения (обзор) // Дж. Райс. Механика очага землетрясения. – М.: Мир, 1982. – С. 133–215.
134. *Новая глобальная тектоника*. – М.: Мир, 1974. – 471 с.
135. *Новые данные о геологическом строении тектонических поднятий Восточного Предкавказья* / Ю.А. Стерленко, В.В. Стерленко, Ф.Я. Колчев и др. // Сов. геология. – 1977. – № 9. – С. 93–101.
136. *Новые данные о структуре Саксаганского и Южного районов Криворожского железорудного бассейна* / И.К. Лейчинская, Л.А. Ступак, К.Ф. Тяпкин и др. // Геол. журн. – 1966. – Т. XXVI, вып. 6. – С. 16–26.
137. *Одесский И.А.* Волновые движения земной коры. – Л.: Недра, 1972. – 208 с.
138. *О нормальном геоэлектрическом разрезе* / Л.Л. Ваньян, М.Н. Бердичевский, Н.Д. Васин и др. // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1980. – № 2. – С. 73–76.
139. *Оровецкий Ю.П.* Мантийный диапиризм. – К.: Наук. думка, 1990. – 172 с.
140. *Осада М.А.* Структура поверхности фундамента Большешемельской тундры по геофизическим данным // Геотектоника. – 1968. – № 1. – С. 8–19.
141. *Павленкова Н.И.* Комплексная интерпретация данных глубинного сейсмического зондирования и гравиметрия // Изв. АН СССР. Сер. физика Земли. – 1978. – № 2. – С. 38–51.

142. Павлов Н.Н. Изменение скорости вращения Земли, деформации земной коры и солнечная активность // Изв. главной астроном. обсерватории в Пулково. — 1968. — № 183. — С. 3—24.
143. Паренага П.П. О гравитационном потенциале галактики. II. // Астроном. журн. — 1952. — Т. 29, вып. 3. — С. 245—283.
144. Парийский Н.Н. Неравномерности вращения Земли // Тр. Геофиз. ин-та. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — № 26. — С. 131—152.
145. Паркер Е. Космические магнитные поля. I. — М.: Мир, 1982. — 608 с.
146. Пархоменко Э.И., Бондаренко А.Т. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. — М.: Наука, 1972. — 278 с.
147. Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1945. — № 5. — С. 23—46.
148. Пейве А.В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1956. — № 3. — С. 57—71.
149. Пейве А.В. Принцип унаследованности в тектонике // Изв. АН УССР. Сер. геол. — 1956. — № 6. — С. 11—19.
150. Пейве А.В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры // Структура земной коры и деформации горных пород. Докл. Сов. геологов. XXI сес. МГК. — М., 1960. — С. 65—72.
151. Петров А.И. Древние разломы восточной части Балтийского щита и движения по ним // Докл. АН СССР. — 1970. — Т. 191, № 2. — С. 418—421.
152. Петрова Г.Н. Геомагнитные исследования жидкого ядра Земли // Современное состояние исследований в области геомагнетизма. — М., 1983. — С. 5—15.
153. Петрова Г.Н., Бурлацкая С.Л. Современные представления о вековых вариациях // Проблемы изучения палеовековых вариаций магнитного поля Земли. — Владивосток: Изд-во АН СССР, 1979. — С. 5—15.
154. Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. — Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. — 264 с.
155. Почтарев В.И. Магнитное поле Земли в связи с другими геофизическими явлениями и геологическим строением земной коры // Тр. науч.-исслед. ин-та земного магнетизма ионосферы и распределения радиоволн. — М.: Связьиздат, 1959. — Вып. 14. — С. 3—93.
156. Проблемы физики Земли на Украине. — К.: Наук. думка, 1975. — 173 с.
157. Пронин А.А. Алтайский цикл тектонической истории Земли. Кайнозой. — Л.: Наука, 1973. — 318 с.
158. Пронин А.А. Алтайский цикл тектонической истории Земли. Мезозой. — Л.: Наука, 1973. — 224 с.
159. Пронин А.А. Тектоническая история океанов и проблемы становления земной коры и литосферы. — Л.: Наука, 1982. — 248 с.
160. Пудовкин И.М. О физической природе мировых магнитных аномалий // Геология и геофизика. — 1975. — № 3. — С. 105—109.
161. Пудовкин И.М., Валуева Г.Е. О причинах так называемого западного дрейфа геомагнитного поля // Геомагнетизм и аэрономия. — 1967. — № 5. — С. 293—296.
162. Пудовкин И.М., Валуева Г.Е. Об определении параметров эксцентрического диполя // Геомагнетизм и аэрономия. — 1972. — Т. XII, № 1. — С. 161—164.
163. Пудовкин И.М., Валуева Г.Е. О характере дрейфа главного эксцентрического диполя // Геомагнетизм и аэрономия. — 1972. — Т. XII, № 3. — С. 513—518.
164. Пудовкин И.М., Валуева Г.Е. Поле Z_3 , некоторые его свойства и геофизическая информативность // Геомагнетизм и аэрономия. — 1972. — Т. XII, № 3. — С. 734—740.
165. Пудовкин И.М., Валуева Г.Е. О дрейфе остаточных геомагнитных полей // Геомагнетизм и аэрономия. — 1972. — Т. XII, № 5. — С. 897—900.

166. Пудовкин И.М., Валуева Г.Е. Поле и е_э связи с другими геофизическими и геологическими явлениями // Геомагнетизм и аэрономия. — 1972. — Т. XII, № 5. — С. 907—912.
167. Пухляков Л.А. Обзор геотектонических гипотез. — Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1970. — 265 с.
168. Ранкорн С.К. Связь палеомагнетизма с палеоклиматами // Проблемы палеоклиматологии. — М.: Мир, 1968. — С. 9—103.
169. Резанов И.А., Файтельсон А.Ш., Красновецева Г.В. Природа границы Мохоровичича. — М.: Недра, 1984. — 220 с.
170. Рокитянский И.И. Геофизические методы магнитовариационного зондирования и профилирования. — К.: Наук. думка, 1972. — 226 с.
171. Рокитянский И.И. Индукционные зондирования Земли. — К.: Наук. думка, 1981. — 296 с.
172. Русаков О.М. Магнитное поле Земли в мезозое. — К.: Наук. думка, 1969. — 142 с.
173. Рябой В.З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. — М.: Недра, 1979. — 246 с.
174. Семенов А.С. Магнитная оболочка Земли // Вестн. Ленингр. ун-та. Геология и география. — 1974. — № 8, вып. 3. — С. 40—43.
175. Сидоренков Н.С. Тензор инерции атмосферы, годовые изменения его компонент и вариации вращения Земли // Изв. АН СССР. Сер. физика атмосферы и океана. — 1973. — Вып. 4. — С. 339—348.
176. Симоненко Т.Н. Магнитные аномалии и положение глубинных границ земной коры // Геофиз. сб. АН УССР. — К., 1967. — Вып. 19. — С. 70—76.
177. Скаржинский В.И., Тяпкин К.Ф. О роли глубинных разломов в истории формирования структур Большого Кривого Рога // Докл. АН УССР. — 1965. — № 3. — С. 374—377.
178. Соболев И.Д. Основные черты глубинного строения Урала // Глубинное строение Урала. — М., 1968. — С. 28—37.
179. Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Глубинное строение и эволюция земной коры // Проблемы физики Земли на Украине. — К.: Наук. думка, 1975. — С. 118—141.
180. Солнечная система : Пер. с англ. / Под ред. В.Н. Мороза. — М.: Мир, 1978. — 200 с.
181. Солнцев А.В. О деформации Земли и вулканизме в связи с миграцией полюсов // Вестн. АН КазССР. — 1976. — № 6. — С. 51—56.
182. Стейси Ф. Физика Земли. — М.: Мир, 1972. — 342 с.
183. Стравас М.В. Избранные тр.— М.: Недра, 1975. — Ч. I. — 155 с.
184. Страхов Н.М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1949. — № 6. — С. 70—111.
185. Страхов Н.М. Типы климатической зональности в послепротерозойской истории Земли, их значение для геологии // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1960. — № 3. — С. 3—25.
186. Строение континентальной земной коры на территории СССР (по геофизическим данным) / Л.В. Булина, Н.К. Булин, Г.И. Мартынова, Д.М. Мильштейн. — Л.: Недра, 1974. — 112 с.
187. Строение Урала и его связь с сопредельными областями по геофизическим данным / Б.В. Дорофеев, Е.М. Ананьева, Н.П. Ермаков и др. // Разведочная геофизика СССР на рубеже 70-х годов. — М., 1974. — С. 483—497.
188. Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. Мантия Земли и тектогенез. — К.: Наук. думка, 1968. — 175 с.
189. Тамразян Г.П. Геотектоническая гипотеза // Изв. АН АзССР. — 1957. — № 12. — С. 85—115.
190. Тектоника докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы по данным общей магнитной съемки СССР / А.Д. Архангельский, Т.Н. Розе,

- В.В. Колюбакин и др. // Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз. — 1937. — № 2. — С. 36—57.
191. Тектоническое и металлогеологическое районирование Южной Украины и Молдавии / Ю.Г. Ермаков, А.В. Крипков, Г.В. Пасечный и др. // Геол. журн. АН УССР. — 1975. — Т. 35, вып. 3. — С. 34—45.
192. Тонкая структура геомагнитного поля / Г.З. Гуарий, Г.Н. Петрова, Г.А. Попспелова и др. // Современное состояние исследований в области геомагнетизма. — М., 1983. — С. 42—62.
193. Тяпкин К.Ф. Интерпретация магнитных аномалий, обусловленных пластообразными телами и контактами. — М.: Недра, 1973. — 224 с.
194. Тяпкин К.Ф. Новая ротационная гипотеза формирования тектонических структур в земной коре // Геол. журн. — 1974. — Т. 34, № 4. — С. 3—16.
195. Тяпкин К.Ф. Проблемы изучения разломно-блоковой тектоники докембрия с позиций новой ротационной гипотезы формирования структур в земной коре // Геол. журн. — 1977. — Т. 37, № 6. — С. 3—17.
196. Тяпкин К.Ф. Новая ротационная гипотеза структурообразования и принцип унаследованности в геотектонике (на примерах Украины) // Геол. журн. — 1979. — Т. 39, № 3. — С. 49—60.
197. Тяпкин К.Ф. О природе современных движений земной коры // Изв. вузов. Сер. геология и разведка. — 1984. — № 6. — С. 3—14.
198. Тяпкин К.Ф. Роль геофизических методов при изучении докембрийской складчатости. 1 и 2 // Геофиз. журн. — 1984. — Т. 6, № 1. — С. 14—23; № 2. — С. 3—12.
199. Тяпкин К.Ф. Новая модель геоизостазии и тектогенез // Геол. журн. — 1985. — Т. 45, № 6. — С. 1—10.
200. Тяпкин К.Ф. Изучение разломных и складчатых структур докембрая геологогеофизическими методами. — К.: Наук. думка, 1986. — 168 с.
201. Тяпкин К.Ф. Глобальные системы разломов и их отражение в современном геоиде // Геофиз. журн. — 1987. — Т. 9, № 3. — С. 3—11.
202. Тяпкин К.Ф. Сейсмогеологическая модель земной коры и тектоника // Геофиз. журн. — 1992. — Т. 14, № 3. — С. 3—12.
203. Тяпкин К.Ф., Гонтаренко В.Н. Системы разломов Украинского щита. — К.: Наук. думка, 1990. — 184 с.
204. Тяпкин К.Ф., Гонтаренко В.Н., Кивелюк Т.Т. О трансформных разломах на Украинском щите // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1977. — № 12. — С. 1084—1086.
205. Тяпкин К.Ф., Журавлев И.А., Ластовин И.В. Методика изучения глубинного строения сложных структур // Прикл. геофизика. — 1978. — Вып. 8. — С. 135—145.
206. Тяпкин К.Ф., Кивелюк Т.Т. Изучение разломных структур геологогеофизическими методами. — М.: Недра, 1982. — 239 с.
207. Тяпкин К.Ф., Кивелюк Т.Т., Гонтаренко В.Н. Сопоставление результатов изучения глубинных разломов восточной части Украинского щита геофизическими методами // Геофиз. сб. — К.: Наук. думка, 1978. — Вып. 86. — С. 9—18.
208. Тяпкин К.Ф., Столовас Г.М. Проблема перемещения полюсов и возможность определения возраста тектонических структур // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1968. — № 5. — С. 438—441.
209. Тяпкин К.Ф., Фоменко В.Ю. К вопросу о генезисе железистых пород докембрая // Проблемы образования железистых пород докембрая. — К.: Наук. думка, 1969. — С. 114—118.
210. Уилсон Дж. Новый класс разломов и их отношение к континентальному дрейфу // Новая глобальная тектоника. — М.: Мир, 1974. — С. 58—67.
211. Файнберг Ф.С., Семёнов А.С. Изменение минерального состава и магнитной восприимчивости железосодержащих пород и руд в зависимости от температуры // Уч. Зап. Ленингр. ун-та. — Л., 1960. — Вып 12, № 286. — С. 99—106.

212. Фельдман И.С. Типовые формы аномалий проводимости в земной коре и их геологическая природа // IV Всесоюз. съезд по геомагнетизму: Тез. докл. — Владимир — Судаль, 1991. — С. 160—161.
213. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР / Н.Б. Дортман, В.И. Васильева, А.К. Вейнберг и др. — М.: Недра, 1964. — 326 с.
214. Фори Н.Н., Храмов А.Н. Палеомагнетизм и палеоклиматы на Русской платформе в карбоне в перми // Докл. АН СССР. — 1961. — Т. 137, № 1. — С. 154—157.
215. Фотиади Э.Э., Пудовкин И.М., Валуева Г.Е. К вопросу о глобальных изменениях силы тяжести во времени // Докл. АН СССР. — 1967. — Т. 177, № 6. — С. 1330—1332.
216. Хайн В.Е. Направленность, цикличность и неравномерность развития земной коры. Строение и развитие земной коры. — М.: Госгеолтехиздат, 1964. — С. 13—28.
217. Хайн В.Е. Общая геотектоника. — М.: Недра, 1973. — 511 с.
218. Хейс Д. Перуанско-Чилийский желоб // Окраины континентов и островные дуги. — М.: Мир, 1970. — С. 158—167.
219. Хесс Г. История океанических бассейнов // Новая глобальная тектоника. — М.: Мир, 1974. — С. 9—26.
220. Хизаношили Г.Д. Динамика оси вращения и уровней океанов. — Тбилиси: Цодна, 1960. — 142 с.
221. Хиллс Е.С. Тектоническое строение Австралии // Вопросы современной зарубежной тектоники. — М., 1960. — С. 233—240.
222. Храмов А.Н., Петрова Г.Н. Палеомагнетизм и внутреннее строение Земли // Изв. АН СССР. Сер. физика Земли. — 1970. — № 4. — С. 65—83.
223. Храмов А.Н., Шопо Л.Е. Палеомагнетизм. — М.: Недра, 1967. — С. 90—148.
224. Цареградский В.А. К вопросу о деформациях земной коры // Проблемы планетарной геологии. — М.: Госгеолтехиздат, 1963. — С. 149—221.
225. Чебаненко И.И. Об ориентации ротационных тектонических напряжений на территории Украины в ранние геологические периоды // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1972. — № 2. — С. 124—127.
226. Чебаненко И.И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. — К.: Наук. думка, 1977. — 88 с.
227. Чебаненко И.И. Теоретические проблемы современной геотектоники (статьи 1—4) // Геол. журн. — 1985. — № 2. — С. 116—128; № 3. — С. 90—100; № 4. — С. 75—82; № 5. — С. 91—102.
228. Шаблинская Н.В. Новые данные о глобальной сетке разломов на платформах // Докл. АН СССР. — 1977. — Т. 237, № 5. — С. 1159—1162.
229. Шаров В.И. Разломы и природа сейсмических границ в разрезе континентальной коры // Сов. геология. — 1984. — № 1. — С. 112—120.
230. Шаров В.И. О новой трехслойной сейсмической модели континентальной коры // Геотектоника. — 1987. — № 4. — С. 19—30.
231. Шатский Н.С. О длительности складкообразования и фазах складчатости // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1951. — № 1. — С. 15—58.
232. Шатский Н.С. О происхождении Пачелмского прогиба // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геологии. — 1955. — Вып. 5. — С. 3—26.
233. Шевалдин Ю.В. Аномальное магнитное поле Японского моря. — М.: Наука, 1978. — 74 с.
234. Шимараев В.Н., Волк В.Э. Привлечение аэромагнитных данных для изучения строения земной коры Охотско-Тихоокеанской переходной зоны на участке Курило-Камчатской островной дуги // Геофизические методы разведки в Арктике. — Л., 1972. — Вып. 7. — С. 61—67.
235. Шковыра Ю.Д. Некоторые особенности разломной тектоники Южного Приингуля // Геол. журн. — 1976. — Т. 36, № 5. — С. 43—49.

236. Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария // Зап. Геогр. о-ва СССР. Новая сер. — 1957. — Т. 16. — С. 1—337.
237. Шолто Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. — Л.: Недра, 1977. — 184 с.
238. Штрайс Н.А. О биполярном развитии структуры земной коры // Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. — М., 1962. — С. 151—152.
239. Шульц С.С. О разных масштабах планетарной трещиноватости // Геотектоника. — 1966. — № 2. — С. 36—42.
240. Шульц С.С. Планетарная трещиноватость // Планетарная трещиноватость. — Л., 1973. — С. 5—37.
241. Эллисон М.А. Солнце и его влияние на Землю. — М.: Физматиздат, 1959. — 216 с.
242. Энгенистайн Б.С. О геоэлектрической характеристике коры и верхней мантии // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1974. — № 12. — С. 90—94.
243. Яновский Б.М. Земной магнетизм. — Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1978. — 522 с.
244. Яншин А.Л. Основные черты тектонического строения и развития Евразии // Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. — М., 1962. — С. 140—149.
245. Ярош А.Я. Оценка достоверности выделения зон разломов по физическим полям // Вопросы разведочной геофизики. — Свердловск, 1969. — Вып. 64. — С. 82—86.
246. Banks R.J. The overall conductivity distribution of the Earth // J. Geomagn. and Geol. — 1972. — Vol. 24, № 3. — P. 337—351.
247. Barta G. Demonstration and physical background of the asymmetrical structure of the Earth // XVII Geophysical symposium. — Karlovy Vary, 1972. — P. 3/1—3/10.
248. Behrens J., Dresen L., Waniek L. Investigation on two-seismic tent- models and three-dimensional // Communs observ. Roy Belg. Ser. Geophys. — 1971. — № 101. — P. 160—165.
249. Bennet D.J., Lilley F.F. Electrical conductivity structure in the South East Australion Region // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. — 1974. — Vol. 37. — P. 191—206.
250. Benioff H. Orogenesis and deep crystal structure — Additional evidence from seismology // Geol. Soc. Amer. Bull. — 1954. — Vol. 65, № 5. — P. 385—400.
251. Ben Menahem Ari, Moshe Israel. Effects of major seismic events on the rotation of the Earth // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. — 1970. — № 4. — P. 367—393.
252. Billings M.P. Structural geology. — N.Y.: Prentice-Hall, 1954. — 514 p.
253. Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilopats. Pt. 1. — J. Geophys. Res., 1960. — Vol. 65, № 4. — P. 1083—1102; Pt. 2. — J. Geophys. Res., 1961. — Vol. 66, № 7. — P. 2199—2224.
254. Bostrom R.C. Westward displacement of lithosphere // Nature. — 1971. — P. 536—538.
255. Bowin C. Global gravity maps and the structure of the Earth // The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps. — Society of Exploration Geophysicists (USA), 1985. — P. 88—101.
256. Brouwer D.A. How long is a second // Vale Scientific Magazin. — 1954. — Vol. 28, № 4. — P. 36—42.
257. Bullard E.C. Secular change in the Earth's magnetic field // Monthly Not. Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppli. — 1948. — Vol. 5, № 7. — P. 248—257.
258. Bullard E.C. The removal of trend from magnetic surveys // Earth a. Planet. Sci. Lett. — 1967. — Vol. 2, № 4. — P. 293—300.
259. Cox A., Doell R. Review of paleomagnetism // Bull. Geol. Soc. Amer. — 1960. — Vol. 71, № 6. — P. 645—768.
260. Description of the Earth's main magnetic field and its secular change, 1905—1943 / Auth: E.H.Vestine, L. Laporte, J. Lange, W.E. Scott // Pabl. № 578. Carnegie Inst. — Washington, 1947.

261. *Goddard* Earth models for oceanographic application (Gem-10 Band Gem-10 C / F.J. Lerth, B.H. Putney, C.A. Wagner, S.M. Klosko // Marine Geodesy. – 1981. – Vol. 5, № 2. – P. 145–187.
262. *Hall D.H.* Long-wavelength aeromagnetic anomalies and deep crustal magnetization in Manitoba and North-Western Ontario // Canad. J. Geophys. – 1974. – № 40. – P. 403–430.
263. *Holmes A.* The thermal history of the Earth // J. Wash. Acad. Sci. – 1933. – № 23. – P. 169–195.
264. *Hospers J.* Rock magnetism and polar wandering // J. Geol. – 1955. – Vol. 63. – P. 59–75.
265. *Katz H.R. Von.* Continental margin in Chile – is tectonic style compressional or extensional // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. – 1971. – Vol. 55. – P. 1753–1758.
266. *Krause E., Redler K.H.* Mean-Field Magnetohydrodynamics and Dynamo Theory. – Berlin: Academic Verlag, 1980. – 271 p.
267. *Lee W.H.K., Uyeda S.* Review of heat flow data // Terrestrial heat flow, ed. by Lee W.H.K. Geophys. Monogr. № 8, American Geophysical Union. – Washington, 1965. – P. 87–190.
268. *Mac Donald G.J.F.* Geophysical deductions from observations of heat flow // Terrestrial heat flow, ed. by Lee W.H.K. Geophysical Union. – Washington, 1965. – P. 191–210.
269. *Menard H.W.* Marine geology of the Pacific // Cegraw-Hill Book Co. – New York, 1964. – 271 p.
270. *Moody J., Hill M.* Wrench fault tectonics // Bull. Geol. Soc. Amer. – 1956, Vol. 67, № 9. – P. 1207–1246.
271. *Munk W.* Geophysical discussion // Roy. Astron. Soc., The observatore. – 1956. – Vol. 76. – P. 56–64.
272. *Runcorn S.K.* Polar wandering and continental drift // Continental drift, secular motion of the Pole and rotation of the Earth. – Dordrecht, 1968. – P. 80–85.
273. *Scheidegger A.* Principles of Geodynamics. – Springer-Verlag, Berlin-Göttingen-Heidelberg, 1958. – 453 p.
274. *School D.W., Huene R., Ridlon J.R.* Spreading of the ocean floor underformed sediments in the Chile-Peru trench // Science. – 1968. – Vol. 159, № 3817. – P. 869–871.
275. *Sonder R.A.* Die Lineamenttectonic und Thre Probleme // Eclog. Geol. Helv. – 1938. – Vol. 31. – 199 p.
276. *Spall H.* Paleomagnetism and Precambrian continental drift // 24-th International Geol. Congress, Sec. Tectonics. – Montreal, 1972. – P. 172–179.
277. *Tozer D.C.* The electrical properties of the Earth's interior // Physics Chem. Earth. – 1959. – № 3. – P. 414–436.
278. *Tozer D.C.* Thermal history of the Earth. 1 // The formation of the core // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. – 1965. – № 9. – P. 95–112.
279. *Tyapkin K.F.* A new isostatic model of the Earth // Geophys. Trans. – 1984. – Vol. 30, № 1. – P. 3–10.
280. *Tyapkin K.F., Gontarenko V.N.* The fault systems of the Earth upper layers according to the geoid heights data // Proceeding 35-th international geophysical symposium. – Sofia, 1990. – P. 444–450.
281. *Uffen R.J.* A method of estimating the melting point gradient in the Earth's mantle // Trans. Am. Geophys. Un. – 1952. – № 33. – P. 893–896.
282. *Vening Meinesz F.* Shear patterns in the Earth's crust // Trans. Amer. Geophys. Union. – 1944. – Vol. 28, № 1–2. – P. 1–61.
283. *Vestine E.H.* On variation of geomagnetic field, fluid motions and the rate of the Earth's rotation // J. Geophys. Res. – 1953. – Vol. 58, № 2. – P. 127–145.

284. *Vestine E.H.* Influence of the Earth's core upon the rate of the Earth's rotation // Benedum Earth magnetism simposium (ed. by Nagate T.). — Univ. of Pittsburgh Press, 1962. — P. 55—67.
285. *Vestine E.H., Laporte L., Copper C.* Geomagnetic secular change during past epochs // Trans. Amer. Geophys. Union. — 1946. — Vol. 27, № 6. — P.814—820.
286. *Wilson G.T.* A new class of faults and their bearing of continental drift // Nature. — 1965. — № 4995. — P. 343—347.
287. *Wine F.G., Matthews D.H.* Magnetic anomalies over oceanic ridges // Nature. — London, 1963. — Vol. 199. — P. 947—949.
288. *Yukutake T.* The westward drift of the magnetic field of the Earth // Bull. Earth Res. Inst. — 1962. — Vol. 40, № 1. — P. 1—66.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие.....	4
Раздел 1. ЗЕМЛЯ И КОСМОС	
1.1. Галактика и космические поля.....	5
1.2. Солнце и солнечная система	9
1.3. Основные параметры и ротационный режим системы Земля – Луна	12
Раздел 2. ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ.....	23
2.1. Оболочное строение Земли.....	23
2.2. Гравитационное поле Земли и концепция изостазии.....	28
2.3. Тепловое поле Земли	35
2.4. Магнитное поле Земли	44
2.5. Взаимосвязь магнитного поля с другими геофизическими явлениями.....	59
Раздел 3. ЗЕМНАЯ КОРА И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ	64
3.1. Общие сведения	64
3.2. Сейсмогеологическая модель земной коры и верхней мантии	75
3.3. Геоэлектрическая модель земной коры и верхней мантии.....	89
3.4. Плотностная модель земной коры и верхней мантии	113
3.5. Магнитная модель земной коры и верхней мантии	131
Раздел 4. ПРЕДПОСЫЛКИ ДЛЯ СОЗДАНИЯ НОВОЙ РОТАЦИОННОЙ ГИПОТЕЗЫ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В ТЕКТОНОСФЕРЕ ЗЕМЛИ.....	148
4.1. Системное расположение разломных структур в тектоносфере Земли	148
4.2. Схема формирования структур геосинклинального типа на жестком основании.....	163
4.3. Цикличность формирования тектонических структур	170
4.4. Новая модель геоизостазии	176
4.5. Известные тектонические гипотезы, основанные на ротационном режиме Земли	181
Раздел 5. СУЩНОСТЬ НОВОЙ РОТАЦИОННОЙ ГИПОТЕЗЫ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ И ЕЕ ОБОСНОВАНИЕ	184
5.1. Физическая сущность Новой ротационной гипотезы структурообразования	184
5.2. Геологический аспект Новой ротационной гипотезы структурообразования	199

5.3. Возможные причины перемещения полюсов и основные постулаты Новой ротационной гипотезы структурообразования.....	213
Раздел 6. ОСНОВНЫЕ СЛЕДСТВИЯ ИЗ НОВОЙ РОТАЦИОННОЙ ГИПОТЕЗЫ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ	223
6.1. Системы разломов тектоносферы. Блоки.....	223
6.2. Взаимосвязь формирования разломных структур с осадконакоплением и складчатостью	232
6.3. Закон унаследованного формирования разломных структур. Последовательность возникновения систем разломов	242
6.4. Вращение Земли и физические поля	255
Раздел 7. ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗ	268
7.1. Основные требования к геотектоническим гипотезам	268
7.2. Гипотезы, основанные на использовании явлений фазовых, полиморфных и электронных преобразований вещества.....	271
7.3. Гипотезы, основанные на использовании явлений конвекции, адvectionи и магматического диапиризма.....	274
7.4. Новая ротационная гипотеза структурообразования, концепция геосинклиналей и платформ и Новая глобальная тектоника	279
7.5. О перспективе создания современной геотектонической концепции структурообразования в тектоносфере.....	286
Список использованной литературы	296

Учебное издание

Тяпкин Константин Федорович
ФИЗИКА ЗЕМЛИ

Обложка и титул художника *В.С. Жибировского*
Художественный редактор *Г.С. Муратова*
Компьютерная верстка *Г.М.Ледяевой*

Подп. в печать 16.11.98. Формат 60x84 1/16. Печать офс. Бумага офс. № 1.
Гарнитура "Гаймс". Усл. печ. л. 18,2. Уч.-изд. л. 29,9. Зак. 8-506.

Издательство "Вища школа"
252054, Киев-54, ул. Гоголевская, 7

ОАО "КТНК"
254107, Киев-107, ул. Багговутовская, 17-21