



Книга должна быть  
возвращена не позже ука-  
занного здесь срока

~~12754~~  
11346

551:551.34 | Асламян А. Г.  
А-90 | Исследование по  
теории тектонической  
деформации земли. Брест-1955  
4.11р50

25/11632

6-67



Ա. Տ. ԱՍԼԱՆՅԱՆ

ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆ ԵՐԿՐԱԳՆԴԻ  
ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԴԵՖՈՐՄԱՑԻԱՅԻ  
ՏԵՍՈՒԹՅԱՆ ՎԵՐԱԲԵՐՅԱԼ

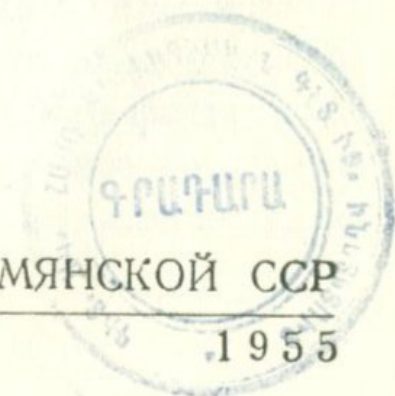
551.551.24

А - 90

А. Т. АСЛАНЯН

ИССЛЕДОВАНИЕ ПО ТЕОРИИ  
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ  
ЗЕМЛИ

11346  
~~12724~~



ՀՀՀ ԲՈՒՅՈՒՐՄԱ ԴՆԱՆ ԳԻՄՆԱԿԱՆ

ԿՎԱ. *Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии наук Армянской ССР*

ԻՍՏԵՂԱՎՈՐԱՆԻ ԴՐՈՒՄԻ  
ԴԻՄԵՆՏԻՍԻԱՆԻ ԴԵՓՐԱՄԱՆԻ  
ԿՆՆԱՆԻ ԿՆՆԱՆԻ

1977

ՀՀՀ ԲՈՒՅՈՒՐՄԱ ԴՆԱՆ ԳԻՄՆԱԿԱՆ  
ԿՎԱ. 1977

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая работа представляет собой попытку физико-геологического анализа явлений тектонической активности Земли. Центральное место в ней занимает проблема соотношений эпейрогенеза и орогенеза, составляющая классическую задачу геологии.

Основываясь на общепризнанных данных геологии, геофизики и геодезии, автор ставит перед собой задачу осветить под углом зрения элементарных законов механики процессы тектонической деформации Земли и их причинные взаимоотношения.

Как известно, исследования, посвященные рассматриваемой проблеме, весьма многочисленны, и несмотря на это до сего времени не удалось создать теорию, которая могла бы удовлетворительно объяснить весь комплекс проявлений тектонической активности с единой точки зрения.

Основным недостатком существующих исследований является отсутствие увязки между физикой и геологией исследуемых явлений; в исследованиях геологического направления зачастую полностью игнорировались законы и положения механики, а в исследованиях, отправными пунктами которых служили положения механики, игнорировались положения геологии, что приводило в большинстве случаев к выводам, не отвечающим действительности.

Другим существенным недостатком указанных исследований является искусственное возведение одного из равноценных геологических фактов в ранг императивного факта, полагаемого в основу новой гипотезы, и подчинение последнему или игнорирование остальных фактов. Таково, например, по-

ложение с гипотезой континентального дрейфа, исходящей из единственного факта о распределении ледниковых и тропических фаций прошлых эпох.

Анализируя соотношения островных дуг, вулканических рядов и сейсмических поясов и характеризуя вытекающие из них геомеханические наведения, покойный акад. А. Н. Заварицкий не так давно писал: «Обилие тектонических гипотез ясно показывает насколько различными могут быть пути, на которые направляют эти наведения, а следовательно, и то, как невелика вероятность выбрать среди этих путей правильный».

Автор настоящих строк придерживается той точки зрения, высказанной Ф. Энгельсом в его «Диалектике природы», что выбор такого правильного пути невозможен без количественного анализа явлений и пытался в меру своих сил приложить методы точных наук к данной области исследований, как это пытались сделать до него М. П. Рудзский, М. Смолуховский, И. Д. Лукашевич, Ф. А. Венинг-Мейнес, П. Бийлард, В. А. Магницкий, П. Н. Кропоткин, Е. Н. Люстих, С. М. Апрезов и некоторые другие авторы.

Предметом исследований автора являются вопросы динамики тектонического процесса — выяснение механических движений подкоровых масс и коры, а также движений отдельных структурных типов коры в их взаимодействии. Кинематику процесса — описание движений и истории самих движений, чему посвящено большое число обстоятельных сочинений (работы А. П. Карпинского, В. А. Обручева, А. А. Борисяка, А. Д. Архангельского, И. М. Губкина, Э. Зюсса, Г. Штилле, Н. С. Шатского, Н. М. Страхова, А. Н. Мазаровича, В. В. Белоусова, В. Е. Хаина, А. В. Пейве, В. И. Попова, М. И. Варенцова, М. В. Муратова, Ю. А. Косыгина, М. Ф. Мирчинка, Ли Сыгуана, Хуан Бо-Циня, Д. Н. Вадиа, Э. Аргана, Р. Штауба, Л. Борна, Г. Девидса, Ч. Шухерта, Р. Ван-Беммелана, А. Ирдли и др.) автор в данной работе сколько-нибудь детально не рассматривает.

В предлагаемом исследовании автору, как ему кажется, удалось избежать ряда присущих прежним геотектоническим построениям недостатков и наметить единый меха-

низм, которым управляются тектонические движения земной коры и подчиненные им другие геологические явления. При этом следует отметить, что концепция автора не является чем то совершенно новым, а обобщает и развивает то рациональное, которое имелось в предшествовавших геотектонических исследованиях. Вместе с тем автор далек от мысли, что найденные им решения являются предельно точными и окончательными. Скорее можно говорить, что в данном исследовании намечены лишь некоторые пути к получению таких решений.

Большинство рассмотренных ниже вопросов относится к области исследований математической физики и потребует еще много упорной совместной работы геологов и физиков, чтобы разработать правильную теорию тектонической деформации земли.

Не ставя себе задачей анализировать ход развития геотектонических идей, который достаточно подробно изложен в обстоятельных трудах В. А. Обручева, В. В. Белоусова, В. А. Сельского, Ю. А. Косыгина и др., автор считает необходимым подчеркнуть ту громадную роль, которую сыграла русская и советская геологическая мысль в развитии геотектоники, начиная со времени М. В. Ломоносова. Работы А. П. Карпинского, И. Д. Мушкетова, А. П. Павлова, А. А. Борисяка, И. М. Губкина, А. Д. Архангельского, В. А. Обручева, А. Н. Заварицкого, М. А. Усова, Д. В. Наливкина, С. С. Смирнова, Н. С. Шатского, М. М. Тетяева, В. В. Белоусова, Н. М. Страхова, Н. Н. Кропоткина, М. И. Варенцова, В. Е. Хаина, А. В. Пейве, Ю. А. Косыгина и др. подняли геотектонику в целом на новую высокую ступень.

Важной заслугой советских геологов является сокрушительная критика «мобилистических» и «катастрофических» гипотез, тормозивших развитие геологии, установление неразрывной связи между колебательными и складчатыми движениями земной коры, разработка палеогеологического метода исследований, блестящий анализ наиболее существенных сторон процессов осадконакопления, складкообразования, вулканизма, рудообразования, сейсмичности и др.

Все эти исследования, несмотря на их недостатки, подгото-

вили почву для построения полноценной геотектонической теории в нашей стране.

Одной из особенностей предлагаемой работы является попытка количественной оценки явлений. В целом ряде случаев автор довел соответствующие расчеты до числовых результатов, причем все расчеты, ввиду известной их сложности, были в той или иной мере схематизированы. Поэтому получаемые числовые результаты, несмотря на обычно удовлетворительное их соответствие фактическим данным, должны рассматриваться как результаты оценочные, могущие меняться в ту или другую сторону в зависимости от принятых значений соответствующих параметров. Очевидно для количественной оценки рассматриваемых явлений, характеризующихся большой продолжительностью, совершенно необходимо применение аппарата теории пластичности. Попытка, сделанная автором в этом направлении, не увенчалась успехом, поскольку для материала земной коры неизвестны те числовые характеристики, которые необходимы при решении задач уравнениями теории пластичности. Автор сознает, что это является наиболее уязвимым местом в его работе и не сомневается, что специалистам в этой области знаний удастся создать более стройную и точную теорию деформации земной коры.

Основные положения излагаемой ниже контракционно-изостатической теории были сформулированы впервые в работе автора «О механизме деформации земной коры» (ДАН Армянской ССР, т. XII, № 5, 1950 г.) и развивались дальше в ряде других работ, опубликованных в 1950—1953 гг.

Неточности и другие недостатки, обнаруженные в этих работах и в рукописи данной работы, указанные рецензентами Н. С. Шатским, Н. В. Зволинским, И. Г. Магакьяном, А. Г. Назаровым, В. Е. Хаиным, по мере возможности были устранены.

## Г л а в а I

### ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И ОБЩИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ

#### 1. Фигура и строение Земли

Нашему анализу необходимо предпослать небольшой обзор геофизических и геологических данных, представляющих существенный интерес для геотектонических построений.

Под фигурой небесного тела подразумевается поверхность равной плотности, отделяющая область конечных плотностей от внешнего пространства и заключающая всю массу тела.

Постулируя гидростатический характер распределения вещества, классическая механика утверждает, что фигуры планет представляют собой сфероиды (эллипсоиды) малого сжатия.

Как принято, уравнению такого сфероида с точностью до малых величин второго порядка удовлетворяет также фигура Земли, отклонение которой от идеального сфероида вращения обуславливается частичным отклонением ее от состояния гидростатического равновесия.

По современным данным фигура Земли представляется трехосным эллипсоидом, характеризующимся коэффициентом экваториального сжатия  $\epsilon = 1:30\,000$  и коэффициентом полярного сжатия  $\alpha = 1:298,3$  при долготе наибольшего меридиана  $\bar{\lambda}_0 = +15^\circ$  и среднем экваториальном радиусе  $a = 6378,245$  км.

Значения полярного сжатия, вычисленные различными методами, даны в приведенной ниже сводной таблице 1,

заимствованной из новейшей обстоятельной работы А. А. Изотова<sup>1</sup>.

Кроме отмеченной выше трехосности фигуры Земли, полагают также незначительную асимметрию между ее полушариями, выражающуюся в большей выпуклости южного

Т а б л и ц а I

Метод вывода	Сжатие
Градусные измерения СССР, Зап. Европы и США . . . . .	1:298,3
Мировые гравиметрические съемки . . . . .	1:298,3
Теория фигуры равновесия жидкой массы . . . . .	1:298,2
Постоянная лунно-солнечной прецессии . . . . .	1:297,6
Неравенство движения Луны в широте . . . . .	1:297,7

полушария, в вершине которого сила тяжести на 25 миллигал меньше чем на северном полюсе. Учитывая явление асимметрии, достигающей заметной величины для крупных планет (Юпитер, Сатурн), Н. А. Козырев<sup>2</sup> предлагает для фигур планет приближенную формулу

$$r = a(1 - \alpha \cos^2 \varphi - \alpha^2 \cos^3 \varphi), \quad (1.1)$$

устанавливающую связь между радиусом-вектором  $r$  точки на поверхности, экваториальным радиусом  $a$  (радиус плоскости наибольшего сечения), коэффициентом полярного сжатия  $\alpha$  и полярным расстоянием  $\varphi$ , отсчитываемым от северного полюса (севером принимается условно то направление оси, с которого планета кажется вращающейся против часовой стрелки).

Теория гравитационного поля Земли основана на известном уравнении классической механики

$$W = V + F + f(t), \quad (1.2)$$

где  $W$  — потенциал силы тяжести гравитирующей жидкой массы, находящейся в относительном равновесии,  $V$  — потенциал притяжения,  $F$  — потенциал центробежной силы, а

<sup>1</sup> А. А. Изотов, Форма и размеры Земли по современным данным. Труды ЦНИИГАК, вып. 73, 1950.

<sup>2</sup> Н. А. Козырев, Возможная асимметрия в фигурах планет. ДАН СССР, т. 70, № 3, 1950.

$f(t)$  — функция времени, которая обычно принимается равной нулю.

Этому уравнению эквивалентно уравнение

$$g = \frac{ag_e \cos^2\varphi - bg_p \sin^2\varphi}{\sqrt{a^2 \cos^2\varphi + b^2 \sin^2\varphi}}, \quad (1.3)$$

дающее точный закон распределения силы тяжести на уровне поверхности того же эллипсоида вращения в зависимости от значения силы тяжести на экваторе ( $g_e$ ) и полюса ( $g_p$ ), осей  $a$  и  $b$ , и широты  $\varphi$ .

Оба указанных уравнения замечательны тем, что они дают характер распределения силы тяжести вне зависимости от внутреннего строения и элементарного состава планеты, следовательно, и вне зависимости от распределения плотностей в ее недрах.

При анализе гравитационного поля реальную Землю сравнивают с софокусным жидким гравитирующим телом равной массы и равного объема, удовлетворяющим уравнениям (1.2) и (1.3).

Многочисленные измерения показали, что сила тяжести на поверхности регуляризированной реальной Земли отличается от таковой на поверхности эллипсоида относимости на величины от  $-350$  мгл до  $+700$  мгл, в то время когда сила тяжести равняется на экваторе  $978\,050$  мгл.

Кроме того, как было отмечено выше, разность коэффициентов полярного сжатия идеальной и реальной Земли представляет тоже малую величину. Для первой она равняется  $1:298,2$ , для второй  $1:298,3$ .

Эти факты несомненно указывают на такое состояние земных веществ, которое весьма близко к гидростатическому состоянию, характеризующемуся отсутствием сил и напряжений в толще Земли. С другой стороны, отклонения реальной Земли от идеальной, наряду с фактом ее трехосности, указывают столь же несомненно на частичное нарушение состояния гидростатического равновесия и, следовательно, доказывают существование в теле Земли разности напряжений, показателем которых служат региональные аномалии силы тяжести, землетрясения, искривление коры и др.

Отклонения гравитационного поля реальной Земли от поля идеальной Земли обуславливаются наличием притягивающих масс, внешних в отношении последней. Уровенную поверхность, охватывающую толщу Земли со всеми внешними притягивающими массами и перпендикулярную во всех своих точках направлению силы тяжести, принято называть геоидом.

Связь между гравитационными полями регуляризированной Земли (геоида) и Земли относимости (референц-эллипсоида) отражается основным дифференциальным уравнением гравиметрии

$$\Delta g = g - \gamma = - \frac{2T}{R} - \frac{\partial T}{\partial r}, \quad (1.4)$$

где  $\Delta g$  — аномалия силы тяжести,  $g$  — ускорение силы тяжести на геоиде,  $\gamma$  — ускорение силы тяжести на поверхности относимости,  $r$  — радиус-вектор исследуемой точки на поверхности геоида, заменяемый после интегрирования средним радиусом геоида  $R$ , а  $T$  — потенциал сил, деформировавших фигуру равновесия идеальной Земли.

Первый член в правой части уравнения выражает величину аномалии силы тяжести в зависимости от гипсометрической разности между сравниваемыми точками геоида и сфероида относимости, а второй член — величину аномалий, вызванных избыточными или недостающими массами, залегающими соответственно под положительными и отрицательными ундациями коры. Как отмечает А. А. Михайлов<sup>1</sup>, влияние второго члена на величину аномалии силы тяжести по сравнению с первым членом оказывается доминирующим.

В полном соответствии с этим выводом находится сформулированная Ф. А. Венинг-Мейнесом теорема, согласно которой „при редуцировании силы тяжести от геоида к эллипсоиду редукция обычно имеет тот же знак, что и сред-

<sup>1</sup> А. А. Михайлов, Курс гравиметрии и теории фигуры Земли, Москва, 1939.

няя аномалия района, т. е. средняя аномалия района увеличивается после этой редукции".

Поскольку силы, нарушающие состояние гидростатического равновесия и фигуру равновесия планеты, тождественны с тектоническими силами в широком их понимании, то понятие возмущающего потенциала следует отождествлять с понятием тектонического потенциала. В дальнейшем изложении под термином возмущающий потенциал мы будем подразумевать потенциал тех сил, которые, нарушая фигуру равновесия Земли, вызывают одновременно тектонические деформации.

Потенциал  $W$  силы тяжести в развернутом виде записывается так:

$$W = \frac{fM}{r} + \frac{f}{2r^3} \left( C - \frac{A+B}{2} \right) (1 - 3 \sin^2 \varphi') + \frac{3f}{4r^3} (B - A) \cos^2 \varphi' \cos^2 \lambda' + \frac{\omega^2}{2} r^2 \cos^2 \varphi' + T, \quad (1.5)$$

где  $f$  — постоянная притяжения,  $M$  — масса Земли,  $A$ ,  $B$  и  $C$  — главные моменты инерции относительно координатных осей,  $r$  — радиус-вектор точки на поверхности геоида,  $\omega$  — угловая скорость вращения,  $\varphi'$  и  $\lambda'$  — геоцентрические широта и долгота точки на поверхности, а  $T$  — возмущающий или тектонический потенциал, определяемый по формуле Стокса

$$T = \frac{1}{4\pi R} \int_s \Delta g F(\psi) ds, \quad (1.6)$$

представляющей решение уравнения (1.4).

Здесь  $\Delta g$  — аномалия силы тяжести,  $R$  — средний радиус геоида,  $F(\psi)$  — функция Стокса, а  $ds$  — элемент поверхности геоида.

Первый член уравнения (1.5) составляет потенциал притяжения шара с массой Земли, второй член отражает влияние сплюснутости Земли на поле силы тяжести в зависимости от широты, третий член учитывает влияние неравномерного распределения масс по долготе, а четвертый член учитывает влияние центробежной силы. Приравнявая пра-

вую часть уравнения (1.5) к различным постоянным величинам, получаем семейство уровенных поверхностей, одна из которых соответствует фигуре геоида.

Приведенные выше сведения касались в основном изменений силы тяжести в пространстве. Но несомненно такие изменения происходят также во времени. В этом отношении большой интерес представляют данные геодезии по вычислению астрономических координат давно установленных реперов и данные движения Луны.

Первые достаточно хорошо известны геологам в связи с обсуждением проблемы горизонтального передвижения материков и мы на них останавливаться не будем.

Астрономические наблюдения, проводившиеся в течение 2000 лет, обнаружили, как известно, большие колебания в долготях Луны, Солнца и некоторых планет, доказав тем самым изменчивость скорости их движения, причем для Луны и Солнца доказан с большой точностью скачкообразный характер изменения скорости движения.

Вопрос о причинах этих изменений был детально рассмотрен в последнее время Н. Н. Парийским<sup>1</sup>. Теория движения Луны и материал наблюдений приводят его к выводу, что вековое ускорение в долготе Луны, помимо известных трех причин, а именно: а) вековых влияний от возмущения тел солнечной системы, б) от приливного замедления вращения Земли и в) от действительного замедления обращения Луны вокруг Солнца, обусловленного приливыми влияниями, вызвано также изменениями момента инерции Земли, т. е. изменениями ее угловой скорости, имеющими скачкообразный характер. Кроме того, де-Ситтер указывает в качестве одной из возможных причин векового ускорения в долготе Луны скачкообразные изменения коэффициента приливного трения.

Скачки приливного трения, принятые де-Ситтером, следующие (см. табл. 2).

---

<sup>1</sup> Н. Н. Парийский, Изменение длины суток и деформация Земли. Астрономический журнал АН СССР, т. XII, вып. 2, 1945.

Интервал времени	Коэффициент векового ускорения		Изменение энергии во времени в эрг/сек.
	Луны	Солнца	
1630—1742 гг.	+5"64	+1"94	-36.10 <sup>18</sup>
1742—1880 гг.	+3"17	+1"10	-22.10 <sup>18</sup>
1880—1917 гг.	+15"52	+5"35	-101.10 <sup>18</sup>

Скачки в угловой скорости Земли, принятые тем же автором и хорошо согласующиеся по эпохам с данными Брауна, приведены в табл. 3.

Согласно Н. Н. Парийскому, предположения о том, что эти скачкообразные изменения могли быть связаны с опусканиями и поднятиями земной коры над вязко-пластичным субстратом отвергаются ввиду того, что

$$I\omega = M\varepsilon^2 R^2 \omega = \text{const.} \quad (1.8)$$

и

$$\frac{\Delta I}{I} = -\frac{\Delta \omega}{\omega} = \frac{\Delta P}{P} = \frac{\Delta g}{g} \quad (1.9)$$

(здесь  $I$  — момент инерции Земли,  $M$  — масса,  $\varepsilon = 0,334$ ,  $\omega$  — угловая скорость,  $R$  — радиус,  $P$  — период вращения Земли,  $g$  — ускорение силы тяжести; знак  $\Delta$  отмечает приращение соответствующих величин).

Таблица 3

Интервал времени	Отклонение длины суток в сек.	Отклонение изменения момента инерции	Требуемая энергия в эргах	Эпоха изменения
1630—1667 гг.	+0,00023	+1,3.10 <sup>-8</sup>	-2,5.10 <sup>28</sup>	1667 г.
1667—1758 гг.	+0,00134	-0,7.10 <sup>-8</sup>	+1,5.10 <sup>28</sup>	1758 г.
1758—1784 гг.	+0,00075	-1,8.10 <sup>-8</sup>	+3,7.10 <sup>28</sup>	1784 г.
1784—1864 гг.	-0,00091	-3,1.10 <sup>-8</sup>	+6,1.10 <sup>28</sup>	1864 г.
1864—1876 гг.	-0,00357	+2,0.10 <sup>-8</sup>	-3,9.10 <sup>28</sup>	1876 г.
1876—1897 гг.	-0,00186	+3,9.10 <sup>-8</sup>	-7,8.10 <sup>28</sup>	1897 г.

Н. Н. Парийский получает для эпохи 1897 г. (см. таблицу 3)  $\Delta I : I \cong 4.10^{-8}$ , что отвечает, по Брауну, изменению радиуса всей Земли на 13 см, если это изменение происхо-

дит при пропорциональном расширении или сжатии планеты во всем ее объеме.

Продолжительность периодов скачкообразных изменений угловой скорости движения Земли, приведенная в табл. 3, оценивается в пределах от 0,5 до 2—3 лет, соответствуя мелким колебаниям в долготе Луны с амплитудой в 2—4 секунды дуги. Продолжительность главного периода колебания в долготе Луны, имеющего амплитуду в 14", составляет 270 лет.

Согласно исследованиям Б. Мейермана (подробнее см. ниже), выполненным после упомянутых исследований Брауна и де-Ситтера, изменения продолжительности суток меньше, чем это дает теория движения Луны в части приливного фактора. Учитывая периоды древних и современных затмений Солнца, произведенные им подсчеты привели к выводу, что радиус Земли, несмотря на отмеченные выше моменты скачкообразного его увеличения и уменьшения, в целом сокращается, причем скорость сокращения, независимо от причин, составляет примерно 5 см/100 лет.

Относительно магнитного поля Земли можно ограничиться следующими замечаниями, достаточными для наших целей.

Магнитный момент Земли в первом приближении определяется формулой

$$M = \frac{4}{3} \pi R^3 I = H_0 R^3 = \frac{1}{2} R^3 Z_0, \quad (1.10)$$

где  $R$  — средний радиус Земли,  $I$  — интенсивность намагничивания,  $H_0$  — поверхностное значение горизонтальной компоненты магнитного поля на экваторе, а  $Z_0$  — поверхностное значение вертикальной компоненты на полюсе.

Для нашей проблемы важное значение имеет также закон распределения плотностей внутри Земли.

Наиболее популярным является закон распределения плотностей Лежандра

$$D = D_c \frac{\sin nr}{nr}, \quad (1.11)$$

исходящий из предпосылок, что  $dp = f(D)dD$  и  $dp = -gDdr$  в которых  $D$  — плотность какого-либо слоя,  $D_c$  — плотность, в центре планеты,  $p$  — постоянный параметр,  $r$  — радиус сфероида с поверхностной плотностью  $D_1$ ,  $p$  — давление на расстоянии  $r$  от центра, а  $g$  — ускорение силы тяжести.

Другие известные законы распределения плотностей — закон Роша и закон Гельмерта — являются, как отмечает Б. Гутенберг, производными от указанного закона Лежандра.

Наиболее простым выражением закона распределения плотностей является функция

$$D = f(r). \quad (1.12)$$

Средняя плотность определяется по формуле

$$D_m = \frac{3}{r_0^3} \int_0^{r_0} D_1 r^2 dr, \quad (1.13)$$

которая дает при известных граничных условиях  $D_m = 5.53$  г/см<sup>3</sup>. Плотность на поверхности при тех же условиях, согласно формуле (1.13), определяется цифрой 2.60 г/см<sup>3</sup>. Для средней плотности совместное решение уравнений (1.11) и (1.13) дает

$$D_m = \frac{3D_c}{n^2 r^3} (\sin nr_0 - nr_0 \cos nr_0). \quad (1.14)$$

Эта формула имеет для нас большое значение. Она показывает, что при заданных значениях постоянных  $D_c$  и  $p$  средняя плотность является функцией лишь радиуса.

Обращаясь к характеристике внутреннего строения Земли и природе вещества в ее недрах, необходимо оговориться, что наши знания в этой области далеко не полны и основаны, главным образом, на данных сейсмологии и частью на данных вулканологии, метеоритики и теории лунно-солнечных приливов. Новейшие данные по этому вопросу учтены в сводках В. Ф. Бончковского<sup>1</sup> и Е. Ф. Са-

<sup>1</sup> В. Ф. Бончковский, Строение земной коры. Вестник Московского университета, № 11, 1948.



варенского<sup>1</sup>, основанных главным образом на данных сейсмометрии.

Поперечный разрез земного шара представляется по современным данным в следующем виде (от центра к поверхности).

1. Ядро. Охватывает центральную сферу планеты до поверхности раздела, лежащей на глубине 2898 км. Скорость распространения продольных волн, равная во внешней части сферы 7,8—8 км/сек, быстро увеличивается с глубиной, достигая в центре 11,2—11,3 км/сек. Прохождение через ядро поперечных волн не отмечено, на основании чего заключают, что вещество ядра обладает ничтожной жесткостью (модуль сдвига  $\mu \rightarrow 0$ ). Полагают, что ядро сложено либо оливиновым веществом, находящимся в металлической фазе, либо смесью железа и никеля, аналогично сидеритовой группе метеоритов. На глубине 5000 км отмечена граница раздела, которая делит ядро на две части — внешнее и внутреннее ядро, причем имеются указания на то, что внутреннее ядро находится в твердом состоянии. Температура ядра оценивается в пределах от 2000 до 4000°.

2. Оболочка или астеносфера. Охватывает большую часть объема планеты между глубинами 2898 и 37 км. Скорость прохождения продольных волн уменьшается от основания к поверхности, где она достигает 13 км/сек, обнаруживая на глубинах 413 км и 900 км быстрые изменения. Принимают, что астеносфера сложена в целом веществом оливинового состава, находящимся в интервале глубин 900—2900 км в аморфном стекловидном (внутренняя оболочка) состоянии, а между глубинами от 37 до 900 км в кристаллическом состоянии (внешняя оболочка); причем, в согласии с геологическими данными, считается доказанным ультрабазальтовый (офиолитовый в широком понимании) состав внешней части оболочки до глубины 413 км. Эту часть оболочки иногда называют перидотитовой оболочкой, сравнивая слагающие ее массы с каменными оливин-пироксеновыми метеоритами. Плотность вещества в верхней части

<sup>1</sup> Е. Ф. Саваренский и Д. П. Кирнос, *Элементы сейсмологии и сейсмометрии*, М.—Л., 1949.

оболочки составляет  $3.32 \text{ г/см}^3$  и, увеличиваясь с глубиной, достигает  $5.68 \text{ г/см}^3$  в ее основании. Модуль сдвига для внешней оболочки оценивается цифрой порядка  $10^6 \text{ кг/см}^2$ , модуль упругости —  $2.5 \cdot 10^6 \text{ кг/см}^2$ , коэффициент поперечного сжатия —  $0.28$ , предел текучести менее  $10 \text{ кг/см}^2$ , вязкость — в пределах от  $10^{18}$  до  $10^{22}$  пуаз. Давление в основании оболочки около  $1.5 \cdot 10^6 \text{ кг/см}^2$ , в кровле, на глубине  $37 \text{ км}$  около  $10^4 \text{ кг/см}^2$ .

3. Кора или твердая оболочка (литосфера). Включает внешние, заведомо твердые слои Земли средней мощностью  $37 \text{ км}$ . Как состав, так и мощность и механические свойства значительно меняются от места к месту. В континентальных областях под покровом осадочных (осадочно-вулканогенных) пород, достигающем изредка мощности  $15\text{—}20 \text{ км}$ , залегает гранитового (гранодиоритового) состава слой мощностью от  $20$  до  $40 \text{ км}$  (в среднем  $35 \pm 5 \text{ км}$ ), пропускающий продольные волны со скоростью  $5.6 \text{ км/сек}$  при модуле сдвига  $2.9 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$ , модуле упругости  $7 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$ , коэффициенте поперечного сжатия  $0.24$  и плотности  $2.67$ . В большинстве океанических областей этот слой имеет незначительную мощность, а во внутренней части Тихого океана, за пределами андезитовой линии, повидимому, отсутствует вовсе.

Между гранитным слоем и ультрабазальтовой оболочкой залегает всюду промежуточный слой, состоящий местами из  $2\text{—}3$  подслоев. Мощность промежуточного слоя составляет в континентальных областях в среднем  $20\text{—}25 \text{ км}$ , достигая местами  $35 \text{ км}$ . Плотность его  $2.85$ , модуль сдвига —  $4.5 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$ , модуль упругости —  $1.2 \cdot 10^6 \text{ кг/см}^2$  (на глубине нескольких километров ниже дна Тихого океана), коэффициент поперечного сжатия —  $0.21\text{—}0.23$ , скорость прохождения продольных волн — от  $6.0$  до  $6.9 \text{ км/сек}$ .

Петрографическая природа промежуточного слоя пока не выяснена; имеются предположения об эклогитовом, тахиллитовом или пьезогаббровом его характере.

Согласно исследованиям В. Ф. Бончковского, мощность коры в составе гранитного и промежуточного слоев для отдельных областей представляется в осредненном виде следующими величинами:

Западная Европа . . . . .	26 км
Восточная Европа (от Пулково до Свердловска)	30 "
Азия (от Владивостока до Иркутска) . . . . .	24 "
Кавказ (от Еревана до Грозного) . . . . .	49 "
Тянь-Шань . . . . .	77 "
Северное побережье Евразии . . . . .	43 "
Северная Америка . . . . .	30 "
Атлантический океан . . . . .	16 "
Северная часть Тихого океана . . . . .	8 "
Центральная часть Тихого океана . . . . .	18 "
Северный ледовитый океан . . . . .	18 "
Азия (от Иркутска до Свердловска) . . . . .	26 "
Филиппинские острова . . . . .	62 "

Средняя мощность коры в общем оценивается, по последним данным, в 37 км. Наибольшие мощности, как правило, приходятся на зоны складчатых высокогорных сооружений, которые имеют в этих зонах своих подземных аналогов в виде несравненно более мощных „корней гор“, вдающихся в подкоровые массы. Напомним, что мощность коры порядка 70 км в горных областях впервые была указана М. В. Ломоносовым, который с той же гениальной прозорливостью предсказал сравнительно меньшую мощность коры в равнинных областях<sup>1</sup>.

В указанной таблице совершенно незначительной представляется мощность коры в океанических областях, особенно в области Тихого океана. Однако методы, которыми определены соответствующие величины, не исключают возможности нахождения верхних слоев ультрабазальтовой оболочки в твердом состоянии и следовательно не исключается вероятность того, что в этих более холодных областях в строении коры кроме гранитного и промежуточного слоев принимает участие также ультрабазальтовый слой.

Тепловой режим Земли изучен в целом недостаточно, однако некоторые закономерности и правильности все же удалось в нем наметить<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> М. В. Ломоносов, О слоях земных. 1757—1759 г. Госгеоиздат. 1941.

<sup>2</sup> См. Сборник „Внутреннее строение Земли“ под ред. Б. Гутенберга, М., 1949.

Для земной коры, мощностью в несколько десятков километров, считается хорошим приближением зависимость

$$t_n = t_0 + kh, \quad (1.15)$$

где  $t_n$  — температура на искомой глубине  $h$ ,  $t_0$  — температура на поверхности, а  $k$  — коэффициент пропорциональности. Наблюдательный материал показывает, что в пределах коры (по крайней мере в верхних ее горизонтах) температура поднимается в среднем на  $1^\circ\text{C}$  на каждые 20—25 м, что дает для глубины 30 км температуру 1200—1500 $^\circ\text{C}$ . Наблюдения над базальтовыми лавами действующих вулканов хорошо согласуются с этими данными.

На основании теоретических исследований сделаны правдоподобные выводы о том, что ниже твердой оболочки расслоение вещества происходит, помимо гравитационного принципа, в соответствии с температурами плавления, а теплопроводность увеличивается с глубиной, будучи прямо пропорциональной скорости распространения продольных волн и обратно пропорциональной квадрату расстояния между центрами молекул. Эти выводы удовлетворяют требованиям теории геомагнетизма, утверждающей положение о низкой температуре внутренних частей Земли (не более 2000 $^\circ\text{C}$ ) и согласуются также с данными магматизма в части ультраосновных пород, которые плавятся на поверхности при температурах около 1400 $^\circ$ .

Из данных геологического порядка мы приводим только те, которые являются более или менее общепризнанными и завоевали право эмпирических или полуэмпирических законов. Эти выводы, наряду с выводами предыдущего раздела, будут лежать в основе решения обсуждаемой задачи. Поскольку они общеизвестны, то мы ограничимся лишь кратким их перечислением:

1. В составе земной коры выделяются относительно узкие извилистые высокоподвижные пояса, которые расчленяют ее на крупные округлой формы, слабо подвижные и относительно жесткие блоки, охватывающие внутренние

части океанических впадин и ядра континентальных массивов (фиг. 1).

2. В свете данных исторической геологии первые, выделяемые под названием геосинклиналей, отличаются от вторых, выделяемых под названием платформ, относительно большими градиентами мощностей и разнообразием отложений, интенсивной складчатостью и региональным метаморфизмом осадочной покрывки, значительным вулканизмом, представляющим редкое явление для платформ, наличием разнообразных интрузивных пород и связанных с ними постмагматических рудных месторождений.

3. Взаимоотношение платформенных и геосинклинальных областей претерпевает во времени и в пространстве значительные изменения, которые выражаются в последовательном сокращении геосинклинальных площадей и переходом их в геоантиклинали, причлняющиеся к смежным платформам. Переход осуществляется в условиях последовательного усложнения строения земной коры и уменьшения тенденции перехода платформ в геосинклинали<sup>1,2</sup>.

4. В режиме движений земной коры ведущими являются волнообразные движения, которые, будучи повсеместными и повсевременными, вызывают соответствующую волновую деформацию (коробление) коры, причем суммарный объем поднятий равняется суммарному объему прогибов.

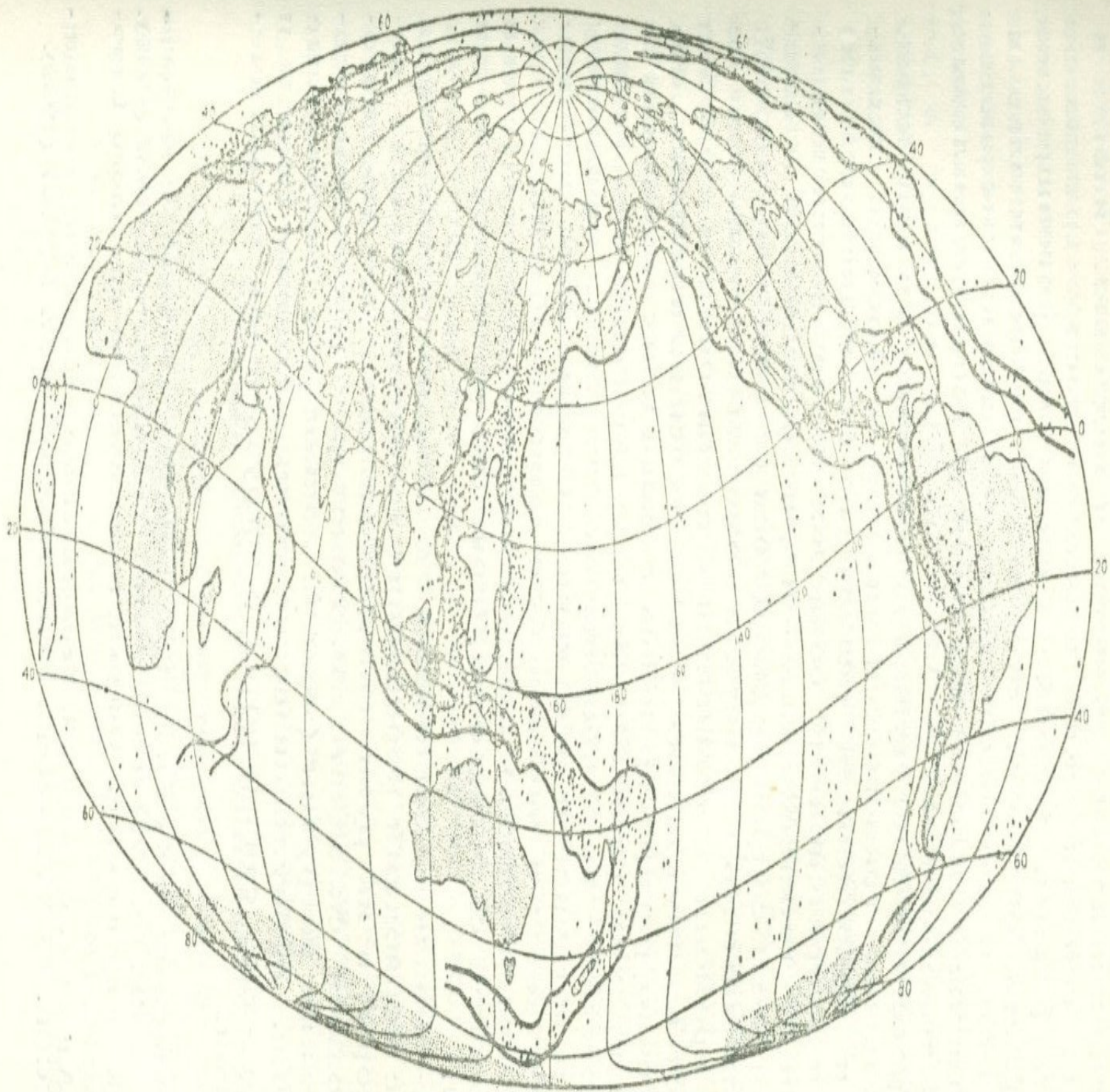
5. Геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия (геоундации) зарождаются и обуславливаются как непосредственное следствие волнообразных движений земной коры, выделяемые чаще под названием эпейрогенических или колебательных движений.

6. В пределах отдельных крупных регионов земной коры колебательные движения носят периодический характер с неодинаковыми периодами и амплитудами колебаний. Первая половина периода характеризуется опусканиями и поднятиями крупных участков земной коры. „Опускания начи-

---

<sup>1</sup> А. А. Борисьяк, Теория геосинклиналей. Изв. Геолкома, № 1, 1924.

<sup>2</sup> Н. С. Шатский, Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1946.



Фиг. 1. Структурная схема земной коры. Белые поля — океанические платформы, черный крап — континентальные платформы доальпийского возраста, извилистые узкие зоны, оконтуренные черной жирной линией — зоны концентрации деформаций альпийского времени. Последние включают все складчатые цепи, пояса гранитоидных и ультраосновных интрузий альпийского цикла, современные пояса интенсивно развивающихся прогибов и поднятий, очаги тектонических землетрясений, вулканические ряды и зональные аномалии силы тяжести. Точками обозначены эпицентры землетрясений (по данным Е. Ф. Саваренского).

наются в геосинклинальных областях и медленно, иногда в течение целых геологических периодов распространяются отсюда на платформы, которые в своих эпейрогенических движениях, таким образом, отстают от геосинклинальных областей. Во второй половине цикла опускания сменяются поднятиями, также медленно идущими от геосинклинальных областей к платформенным<sup>1</sup>.

7. Эпейрогенические этапы деформации земной коры, сопровождающиеся трансгрессиями морей, эрозией геоантиклиналей и накоплением осадочных (и вулканогенных) образований в депрессионных областях завершаются поднятием (инверсией) геосинклиналей и дислокационной складчатостью (орогenez), сопровождающуюся регрессиями морей<sup>2</sup>.

8. „Складчатость или вернее моменты интенсивного ее развития во времени связывается с поднятиями и подобно им начинается во внутренних частях геосинклинальных областей, медленно распространяясь отсюда к их окраинам“<sup>3</sup>.

9. При прочих равных условиях интенсивность складчатости возрастает пропорционально глубине, градиенту мощности и пластичности отложений. Общий план складчатости закладывается в начальной стадии коробления коры (структурная складчатость) предпочтительно в соответствии с планом древней складчатости (принцип унаследованности деформаций).

10. Эффузивная вулканическая деятельность связывается во времени с периодами коробления (эпейрогенических деформаций) коры, а интрузивная деятельность (кислые батолиты) с периодами складчатости. Некоторое исключение составляют мелкие интрузии (мелкие лакколиты, интрузивные залежи, штоки, субвулканические тела, основные жилы и др.), которые чаще связываются с эффузивными магматическими циклами.

---

<sup>1</sup> А. Д. Архангельский, Геологическое строение и геологическая история СССР. Тр. XVII сессии Межд. геол. конгр., т. II, 1937 (1939).

<sup>2</sup> А. П. Карпинский, Очерки геологического прошлого Европейской России М., 1947.

<sup>3</sup> А. Д. Архангельский, Геологическое строение и геологическая история СССР. Тр. XVII сессии Межд. геол. конгр., т. II, 1937 (1939).

11. Вулканические цепи, узкие зоны поднятий и погружений, полосы интенсивных аномалий силы тяжести и очаги землетрясений находятся в тесной территориальной связи, сосредотачиваясь обычно в отдельных узких поясах земной коры, причем очаги землетрясений с глубиной постепенно перемещаются от передовых прогибов под континенты, а вулканы приурочиваются к полосам относительного максимума силы тяжести, имеющим геоантиклинальную тенденцию развития.

12. „Наблюдается закономерное сочетание, за некоторыми местными исключениями, землетрясений различной глубины с вулканами, гравитационными аномалиями и океаническими прогибами или передовыми глубинами. Эти явления часто располагаются рядом в специфической односторонней последовательности в виде параллельных друг другу поясов. Для объяснения постоянства океанических прогибов и гравитационных аномалий и связи их с землетрясениями необходимо допустить существование непрерывно действующего механизма, например, постоянного подкорового течения<sup>1</sup> или гравитационного сжатия планеты.

К. Маркс писал, что „Исследование должно детально освоиться с материалом, проанализировать различные формы его развития, проследить их внутреннюю связь. Лишь после того как эта работа закончена, может быть надлежащим образом изображено действительное движение“<sup>2</sup>.

Указанные выше общепризнанные положения геологии, очевидно, должны рассматриваться как законы, отражающие внутреннюю связь между разнообразными формами тектонической активности Земли и лечь в основу познания действительного движения процесса в его целом.

## 2. Источники энергии тектонических движений

В аспекте механической теории равновесия планетных фигур единственным источником энергии тектонических движений является гравитационное сжатие планет — центроостре-

<sup>1</sup> Б. Гутенберг и К. Рихтер, Сейсмичность Земли. М. — Л., 1949.

<sup>2</sup> К. Маркс, Капитал, т. I, стр. 19. Госполитиздат, 1949.

нительное движение масс, в результате которого потенциальная энергия переходит в кинетическую энергию, расходуемую на деформацию и сопутствующие ей другие геологические процессы.

Геоид, имея массу и объем равные таковым эллипсоида относимости и не являясь равновесной фигурой, обладает, согласно второму закону термодинамики, большим потенциалом ( $W_g$ ), чем эллипсоид относимости ( $W_e$ ), представляющий равновесную фигуру.

Чтобы потенциал геоида равнялся потенциалу эллипсоида относимости, имеющего тот же объем и массу, что и геоид, необходимо привести его всецело в текучее (жидкое) состояние, для чего потребуется расход энергии равный  $\Delta W = W_g - W_e$ . Расходуя то же количество энергии  $\Delta W$  на расширение планеты, геоид обратится в новый эллипсоид относимости большего объема и большего потенциала  $W'_e$ . Следовательно, если потенциал эллипсоида (сфероида) относимости меньше потенциала геоида, а причиной деформации сфероида является изменение объема в целом, то можно прийти к единственному выводу, что геоид образовался вследствие уменьшения объема сфероида относимости большего объема и, следовательно, большего потенциала.

В ориентировочных расчетах потенциальная энергия планет обычно определяется формулой потенциала однородного шара

$$V_{\text{ш}} = \frac{16}{15} \pi \cdot \rho_{\text{ш}} R^5, \quad (1.16)$$

где  $f$  — константа мирового притяжения,  $D_{\text{ш}}$  — плотность шара, а  $R$  — его радиус.

Согласно этой формуле, выход энергии при сокращении радиуса на 0,1 см, при  $R = 6370$  км,  $D_{\text{ш}} = 5,52$  г/см<sup>3</sup> и  $f = 6,67 \cdot 10^{-8}$  составляет около  $3,4 \cdot 10^{29}$  эрг, что в 34 раза больше теряемой Землей годовой энергии, оцениваемой в  $10^{28}$  эрг<sup>1</sup>. Для реальной Земли, где плотность убывает от

---

<sup>1</sup> П. Н. Кропоткин, Основные проблемы энергетики тектонических процессов. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1948.

центра к поверхности, выход энергии будет, очевидно, меньше, но тем не менее эти расчеты показывают, что при указанном темпе контракции, энергии выделяется достаточно для того, чтобы покрыть расходы на излучение в мировое пространство и ускорение вращательного движения планеты, требующее при  $\Delta R = 0,1$  см энергии около  $6 \cdot 10^{26}$  эрг.

Исследования, посвященные количественной оценке темпа контракции, весьма немногочисленны. По этому вопросу нам известны лишь две работы Б. Мейермана<sup>1,2</sup>, относящиеся к 1928 году. Согласно исследованиям этого автора, наблюдаемые изменения продолжительности суток оказываются меньше, чем это дает теория движения Луны в части влияния приливного фактора. Учитывая периоды древних и современных затмений Солнца, он приходит к выводу, что объем Земли, независимо от причин, в общем уменьшается, причем средняя скорость сокращения радиуса составляет для исторического времени приблизительно 5 см/100 лет. В дальнейшем мы будем ориентироваться на несколько большие скорости, учитывая, что в геологическом прошлом, вследствие меньшей мощности коры, охлаждение протекало более быстрыми темпами.

Под углом зрения контракции можно толковать также наблюдаемое сближение между Северной Америкой и Европой, которое, согласно данным, сообщаемым В. П. Щегловым<sup>3</sup>, составило для периода времени с 1870 г. по 1907 г. 65 см.

Подчеркивая ведущую роль контракции, необходимо также отметить, что она является не единственным источником энергии Земли.

После того как контракционная гипотеза в первоначальном примитивном своем виде пришла в противоречие с но-

---

<sup>1, 2</sup> В. Мейерманн, Die Schrumpfungsgeschwindigkeit des Erdradius aus astronomischen Beobachtungen, Zeitschr. Geophysik, № 4, 1928; Die Schwankungen unseres Zeitmasses, Ergebnisse exact, Naturwiss., № 7, 1928.

<sup>3</sup> В. П. Щеглов, Мировое определение долгот как метод изучения движения материков. Тр. совещания по методам изучения движений и деформаций земной коры. Госиздат, 1948.

выми фактами, был выдвинут целый ряд новых гипотез, базирующихся на предположениях о других источниках энергии. В настоящее время широкое распространение имеют две группы гипотез, одна из которых источником энергии тектонических движений считает энергию радиоактивного распада, а вторая — гравитационную дифференциацию вещества в недрах Земли. Другая группа гипотез, особенно широко распространенная в Америке и в странах Западной Европы — гипотезы горизонтального передвижения материков, основывающиеся на гипотетической силе смещения на запад, вызванного притяжением Луны, в настоящее время не пользуется популярностью, поскольку, как отмечает Б. Гутенберг<sup>1</sup>, эта сила пренебрежимо мала.

Влияние радиогенного тепла на температурный режим Земли детально исследовал А. Н. Тихонов<sup>2</sup>. Принимая объемную плотность тепловых источников  $A = 1,3 \cdot 10^{-12}$  кал/см<sup>3</sup> сек, коэффициент теплопроводности верхних слоев коры

$k = 0,004$ , геотермический градиент  $-\frac{du}{dz} \Big|_{z=0} = 3 \cdot 10^{-4}$  град/см,

он приходит к выводу, что при постоянной плотности радиоактивных источников геотермический градиент составляет для верхних слоев  $6,3 \cdot 10^{-3}$  град/сек, превышая, таким образом, наблюдаемое ее значение более чем в 100 раз. Отсюда следует, что либо имеет место нагревание подкорковых масс, либо радиоактивные элементы концентрированы в самых верхних слоях коры.

Отказываясь от гипотезы постоянства плотности тепловых источников и полагая, что выработанная ими энергия излучается полностью во внешнее пространство, указанный автор приходит к зависимости

$$\frac{du}{dz} \Big|_{z=0} = \frac{AH}{k} \quad (1.17)$$

и доказывает, что радиоактивные элементы должны быть

<sup>1</sup> Б. Гутенберг, Силы, действующие в земной коре. Сб. Внутреннее строение Земли, 1949.

<sup>2</sup> А. Н. Тихонов и А. А. Самарский, Уравнения математической физики, М.—Л., 1951.

концентрированы в верхних слоях земной коры мощностью порядка  $H = 10$  км, и содержание их с глубиной должно сильно убывать.

Таким образом, результаты указанных расчетов показывают, что более или менее заметную роль в тектонических процессах можно приписывать радиоактивным элементам подкоровых областей, тепло которых при равномерном их распределении должно расходоваться на симметричное увеличение объема планеты, если оно превышает количество теряемого тепла. Количественная оценка этой энергии не представляется пока возможной, ввиду отсутствия данных о содержании радиоактивных элементов в подкоровых областях, однако разность между абсолютным возрастом земной коры (не менее  $10^9$  лет), вычисленным радиоактивными методами, и таковым, вычисленным по количественной теории остывания Земли (160 000 лет), подчеркивает существенную роль радиогенного тепла в энергетическом балансе Земли<sup>1</sup>. На этом основании контракционная гипотеза учитывает радиогенное тепло как фактор, тормозящий процесс гравитационного сжатия Земли и, следовательно, уменьшающий скорость сокращения ее объема.

Гипотеза о гравитационной дифференциации, как главном источнике энергии тектонических движений, была выдвинута О. Ю. Шмидтом и развита Е. Н. Люстихом<sup>2</sup>. Обосновывая процесс гравитационной дифференциации как возможный источник тектонической энергии, Е. Н. Люстих допускает, что вещество подкоровых областей состоит из разнообразных метеоритовых глыб и пылинок, которые, будучи распределены в недрах Земли случайно, погружаются или всплывают и в своем движении освобождают путем трения определенное количество тепловой энергии, расходующейся на тектонические процессы. Пользуясь формулой Стокса

$$V = \frac{\Delta\rho g d^2}{18\eta}, \quad (1.18)$$

<sup>1</sup> Х. С. Карслоу, Теория теплопроводности, М.—Л., 1947.

<sup>2</sup> Е. Н. Люстих, О возможности использования теории акад. О. Ю. Шмидта в геотектонике. ДАН СССР, т. IX, № 8, 1948.

где  $V$  — скорость погружения или всплывания обломка шаро-  
вой формы,  $\Delta\rho$  — разность плотностей обломка и среды,  $g$  — ус-  
корение силы тяжести,  $d$  — диаметр обломка,  $\eta$  — вязкость  
среды, и принимая  $\Delta\rho=3$ ,  $g=1000$ ,  $D=3\cdot 10^5$ ,  $\eta=10^{22}$  (в см, г,  
сек), он получает  $V=500$  км/ $10^9$  лет, а для обломков с  
диаметром 1 км —  $V=50$  км/ $10^9$  лет. Далее, принимая, что  
вначале Земля имела более или менее однородное строе-  
ние и дифференцировалась в результате процессов гра-  
витации, он приходит к выводу, что выход энергии состав-  
ляет  $1,5\cdot 10^{38}$  эрг, каковое количество более чем достаточ-  
но для производства тектонических процессов в течение  
многих миллиардов лет.

В настоящее время, после совещания по вопросам  
космогонии<sup>1</sup>, посвященного разбору гипотезы О. Ю. Шмид-  
та, на котором было признано, что планеты образовались  
не из метеоритовых глыб, а из диффузной материи (косми-  
ческой пыли), указанные выше расчеты оказываются не-  
удовлетворительными. Например, подставляя в указанную  
выше формулу Стокса последовательно  $d=0,1$  см,  $d=1$  см  
и  $d=500$  см (согласно исследованиям М. С. Боброва, пыле-  
вая материя колец Сатурна, которая рассматривается как ве-  
щество, идентичное по своей консистенции космической пы-  
ли, включает также в небольшом количестве относительно  
крупные частицы с диаметрами от нескольких сантиметров  
до нескольких метров) при остальных неизменных величи-  
нах получаем соответственно  $V=0,00005$  см/ $2\cdot 10^9$  лет  
 $V=0,001$  см/ $2\cdot 10^9$  лет и  $V=250$  см/ $2\cdot 10^9$  лет.

В. А. Амбарцумян считает правильным (устное сообще-  
ние) принять в приведенных выше расчетах средний диа-  
метр частиц равным 1 микрону. Следовательно, если счи-  
тать, что средний размер частиц пылевой материи состав-  
ляет даже 1 см, то окажется, что за все геологическое  
время они погрузились всего на относительную глубину  
0,001 см. Выход энергии от таких перемещений, если они  
происходили бы сплошным фронтом, в грубой оценке мог  
равняться выходу энергии  $\Delta W$ , соответствующей изменению

<sup>1</sup> См. Труды Первого совещания по вопросам космогонии. Мос-  
ква, 1951.

радиуса Земли на величину  $\Delta R = 0,001$  см, что согласно формуле

$$\Delta W = \frac{16}{15} \pi^2 f D_m [R^5 - (R - \Delta R)^5] \quad (1.19)$$

составит величину порядка  $10^{27}$  эрг. Эта энергия, по данным Б. Гутенберга и К. Рихтера, равна годовой энергии землетрясений, в то время как по приведенным выше расчетам она должна выделяться за 2 млрд. лет.

Таким образом, рассматривать гравитационную дифференциацию как источник энергии тектонических деформаций не приходится.

Механику процесса контракции детально изучили И. Д. Лукашевич, Г. Джеффриз, Б. Гутенберг и др. Равновесие коры при контракции, по Джеффризу, характеризуется дифференциальным уравнением

$$\sigma_r - \sigma_t = 2\mu \left( \frac{dU}{dr} - \frac{U}{r} \right), \quad (1.20)$$

где  $\sigma_r$  — радиальное напряжение,  $\sigma_t$  — тангенциальное напряжение,  $\mu$  — модуль сдвига,  $U$  — радиальное перемещение коры,  $R$  — радиус планеты, принимаемой в данном случае за симметричный шар.

При малых деформациях условием контракции является равенство

$$-\Delta W = \Delta U = \Delta U' - \Delta U'', \quad (1.21)$$

где  $\Delta W$  — выход энергии от контракции,  $\Delta U$  — энергия деформации коры,  $\Delta U'$  — энергия объемного сжатия коры, а  $\Delta U''$  — энергия формоизменения коры. Необходимым условием остаточной деформации коры является соотношение

$$\sigma_r - \sigma_t \geq \sigma_s, \quad (1.22)$$

где  $\sigma_s$  — предел текучести коры.

Для количественной оценки этих двух условий, хотя бы приблизительной, необходимо знать величину  $\sigma_s$ . Этот параметр коры довольно просто определяется энергетическим методом<sup>1</sup>. Положим, что путем гравитационного сжатия

<sup>1</sup> А. Т. Асланян, Энергетический баланс Земли и контрактционный механизм. ДАН АрмССР, т. XIV, № 5, 1951.

внутренняя подкорковая часть земного шара (астеносфера) радиусом  $R$  уменьшается в объеме на величину  $4\pi R^2 U$ , равную величине уменьшения объема коры при пределе текучести.

При пределе текучести относительное изменение объема  $s$  коры выразится (с ошибкой менее 1% при  $U$  не более 15 км) отношением

$$s = \frac{4\pi R^2 U}{\frac{4}{3} \pi (R^3 - r^3)}, \quad (1.23)$$

а количество выделившейся энергии  $\Delta W$ , равное произведению веса коры и пройденного ею пути, уравнением

$$-\Delta W = \frac{4}{3} \pi (R^3 - r^3) D_1 g U, \quad (1.24)$$

где  $R - r$  — мощность коры,  $D_1$  — средняя плотность коры, а  $g$  — ускорение силы тяжести. Расходуясь частично (менее 1%) на ускорение вращательного движения планеты и на тепловое излучение эта энергия, согласно условию контракции (1.21), будет расходоваться в остальной части, на изменение формы и объема коры, причем

$$\Delta U = \frac{4}{3} \pi (R^3 - r^3) \frac{s \sigma_s}{6} + \frac{4}{3} \pi (R^3 - r^3) \frac{\sigma_s}{6} \cdot \frac{\sigma_s}{\mu} \quad (1.25)$$

где  $\sigma_s$  — предел текучести коры, а  $\mu$  — модуль сдвига.

Первый член в правой части этого уравнения отражает, как известно, величину упругой энергии объемного сжатия, а второй член — величину энергии упругого формоизменения<sup>1</sup>. Учитывая, что  $s = 3k\sigma$ ,  $k = (1 - 2\nu)/E$  и  $\mu = E/2(1 + \nu)$  ( $k$  — коэффициент объемного сжатия коры,  $\nu$  — коэффициент поперечного сжатия,  $E$  — модуль упругости), можем написать:

$$\frac{\sigma_s}{\mu} = \frac{2s}{3} \cdot \frac{1 + \nu}{1 - 2\nu} \quad (1.26)$$

Заменяя во втором члене уравнения (1.25)  $\mu$  его значением из (1.26) и приравнивая  $\Delta W$  из (1.24) к  $\Delta U$  из (1.25), получаем:

<sup>1</sup> Л. М. Качанов, Механика пластических сред. М.—Л., 1948.

$$\sigma_s = -6D_1g \cdot \frac{1-2\nu}{11-16\nu} \cdot \frac{R^3 - r^3}{R^2} \quad (1.27)$$

или, подставляя

$$2H \approx \frac{R^3 - r^3}{R^2},$$

$$\sigma_s = -D_1gH \frac{12-24\nu}{11-16\nu}. \quad (1.28)$$

Близкое к этому соотношение было указано Г. А. Крупенниковым<sup>1</sup>, который вывел его, исходя из предположения, что напряжения в определенном небольшом участке коры равны напряжениям в таком же участке бесконечного полупространства. В наших обозначениях формула эта запишется так

$$\sigma_s = -D_1gH \frac{1-2\nu}{1-\nu}. \quad (1.29)$$

Это является, по существу, математическим выражением сформулированного Г. Джеффрисом положения: „Если Земля сокращается вследствие охлаждения, то деформирующее напряжение, действующее вертикально, является фактически таким же, как и при гидростатическом равновесии“.

Подставляя в (1.28)  $D_1 = 2,7$  г/см<sup>3</sup>,  $g = 1000$  см/сек<sup>2</sup>,  $\nu = 0,25$ ,  $R = 6,37 \cdot 10^8$  см и  $r = 6,33 \cdot 10^8$  см, получаем  $\sigma_s = -1,04 \cdot 10^{10}$  дин/см<sup>2</sup> или около 10 000 кг/см<sup>2</sup>. Для случая гранитной коры мощностью 20 км и плотностью 2,67 г/см<sup>3</sup> получаем  $\sigma_s = 7000$  кг/см<sup>2</sup>.

Экспериментальные определения, произведенные во время деформации при всестороннем давлении (2960 кг/см<sup>2</sup>) в стальных оболочках, показали предел текучести для мрамора 6340 кг/см<sup>2</sup>, кристаллических сланцев — 7600 кг/см<sup>2</sup>, диабазов — 8630 кг/см<sup>2</sup>, гранитов — 9510 кг/см<sup>2</sup><sup>2</sup>.

Подставляя в (1.28)  $\nu = 0$ , получим  $\sigma_s = -D_1gH$ . В соответствии с принятым выше механизмом деформации это

<sup>1</sup> Г. А. Крупенников, О распределении напряжений в породах внешних слоев земной коры. Известия АН СССР, отд. техн. наук, № 9, 1940.

<sup>2</sup> См. Ф. Берч, Г. Спайсер и Дж. Шерер, Справочник для геологов по физическим константам. Пер. под ред. А. П. Виноградова. Москва, 1949.

означает, что земная кора не разрушаясь может нести на себе нагрузку равной себе коры, т. е. радиальную нагрузку порядка  $10\,000 \text{ кг/см}^2$ .

Аналогичная задача о несущей способности пластин и оболочек рассмотрена в известной работе А. А. Ильюшина „Пластичность“ (1948 г., стр. 190—193). Применительно к рассматриваемому нами случаю эта задача может быть поставлена так: каково должно быть внешнее распределенное давление  $p$ , действующее в радиальном направлении и равное сжимающему нормальному напряжению, чтобы при уменьшении объема астеносферы кора перешла бы полностью в пластическое состояние и лишилась несущей способности?

Для определения максимального значения давления указанный автор приводит формулу

$$p = 2k \left( 1 - \frac{r}{R} \right),$$

где  $r$  — внутренний радиус коры-оболочки,  $R$  — внешний радиус,  $\frac{2\sigma_s}{\sqrt{3}} \geq 2k > \sigma_s$ . Рассматривая Землю как сплошной упругий или упруго-пластический шар, можем положить в этой формуле  $r = 0$  или, придавая  $r$  постоянное конечное значение, принять  $R \rightarrow \infty$ . Тогда наименьшее значение внешнего давления, при котором материал шара полностью перейдет в пластическое состояние, будет  $p = \sigma_s$ , т. е., в соответствии с формулой (1.28) и экспериментальными данными, порядка  $10\,000 \text{ кг/см}^2$ . Далее автор заключает: „...если размер пластинки велик, а в бесконечности она сжимается давлением  $p$ , то максимальное значение этого давления будет равно  $2k$ “ (стр. 192).

Линейный закон деформирования чаще представляют в виде:

$$\tau E_M \frac{ds}{dt} + E_D s = \sigma + \tau \frac{d\sigma}{dt}, \quad (1.30)$$

где  $E_M$  — мгновенный модуль упругости,  $E_D$  — длительный модуль упругости (всегда  $E_M > E_D$ ),  $\tau$  — время релаксации

материала,  $s$  и  $\sigma$  — деформации и напряжения,  $\frac{ds}{dt}$  и  $\frac{d\sigma}{dt}$  — скорости деформаций и увеличения напряжений.

При крайне медленных деформациях скоростями  $\frac{ds}{dt}$  и  $\frac{d\sigma}{dt}$  пренебрегают, и тогда уравнение (1.30) обращается в обычный закон Гука с длительным модулем упругости  $E_d$ ; при крайне быстрых же деформациях к нулю приравняются величины  $s$  и  $\sigma$ , что приводит опять-таки к закону Гука, но с мгновенным модулем упругости.

Учитывая, что процесс контракции планеты является более или менее равномерно протекающим процессом (постоянная скорость подачи „поршня“), и что таким образом деформация коры тоже является равномерно изменяющимся процессом, можем положить:

$$s = Vt, \quad (1.31)$$

где  $V$  — постоянная скорость изменения деформации, а  $t$  — продолжительность времени деформации. В этом случае решением уравнения (1.30) будет:

$$\sigma = E_d Vt + \sigma_0 e^{-\frac{t}{\tau}} + \tau(E_m - E_d) \left(1 - e^{-\frac{t}{\tau}}\right) V. \quad (1.32)$$

При нулевом значении начального напряжения  $\sigma_0$  и большом  $t$  уравнение (1.32) дает соответственно

$$\sigma = E_d Vt + \tau(E_m - E_d) \left(1 - e^{-\frac{t}{\tau}}\right) V \quad (1.33)$$

и

$$\sigma = Vt E_m + \tau(E_m - E_d) V. \quad (1.34)$$

В (1.34) второй член в правой части является опережением статического напряжения  $E_d Vt$ , представленного первым членом.

Сравнивая (1.31) и (1.34), можно написать:

<sup>1</sup> А. Р. Ржаницын, Некоторые вопросы механики систем, деформирующихся во времени, М.—Л., 1949.

$$\sigma = E_{дс} + \tau(E_{м} - E_{д}) \frac{s}{t}, \quad (1.35)$$

из чего следует, что при большой продолжительности процесса деформации или при  $E_{м} = E_{г}$  линейный закон сохраняет свою силу и что при контракционном механизме деформации связь между деформациями и напряжениями, возникающими в коре, может быть описана хотя бы в первом приближении линейным законом.

### 3. Природа тектонических движений

В свете механической теории планетных фигур тектонические движения можно рассматривать как отражение движений, нарушающих или восстанавливающих фигуру равновесия планеты, причем, как будет показано в последующем изложении, эпейротектонические движения являются отражением нарушения фигуры равновесия, а оротектонические — отражением восстановления фигуры равновесия. В состоянии равновесной конфигурации планета находится в тектоническом покое, т. е. в состоянии изостазии.

Согласно теореме Лихтенштейна равновесие фигуры считается нарушенным, если прямая, проведенная параллельно оси вращения, пересекает поверхность тела планеты более чем в двух точках.

Как уже отмечалось, конфигурация равновесия Земли и планет, вообще, изображается обычно сфероидами малого сжатия, определяющимися уравнением

$$\frac{x^2 + y^2}{a^2} + \frac{z^2}{c^2} = 1, \quad (1.36)$$

где  $x, y, z$  — координаты,  $a$  и  $c$  — большая и малая полуоси сфероида.

Сфероидальная форма уровенной поверхности определяется широко применяемым в гравиметрической геодезии уравнением

$$W = V + \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2) = \text{const.}, \quad (1.37)$$

где  $W$  — потенциал силы тяжести на поверхности сфероида,  $V$  — потенциал притяжения массы сфероида, а  $\omega$  — угловая скорость вращения.

Указанные уравнения, предполагающие гидростатический характер распределения вещества по всему объему планет, удовлетворяют в первом приближении также фигуре Земли, поскольку для нее разность между значениями коэффициента полярного сжатия, выведенными из градусных измерений (референц-эллипсоид Красовского —  $\alpha = 1 : 298,3$ ) и из теории конфигураций равновесия жидкой массы (сфероид Дарвина с  $\alpha = 1 : 298,2$ ), незначительна, а разность между приведенными и теоретическими значениями силы тяжести нигде не выходит за пределы  $\pm 0,7$  см/сек<sup>2</sup> при среднем значении силы тяжести 981 см/сек<sup>2</sup>.

Вместе с тем эти данные геодезии и гравиметрии показывают, что толща Земли не находится в состоянии полного гидростатического равновесия и фигура ее несколько отличается от теоретической фигуры. Отличия эти по общепринятым представлениям обусловлены почти исключительно высокой вязкостью материала внешних слоев планеты, составляющих жесткую кору-оболочку, и действием на них тектонических сил. На карте гравитационного поля Земли эти отличия фиксируются положительными и отрицательными региональными аномалиями силы тяжести, а на тектонической карте — активными сводообразными поднятиями и опусканиями коры, первые из которых территориально совпадают обычно с областями положительных аномалий силы тяжести, а вторые — с областями отрицательных аномалий, которые имеют преимущественно полосовое расположение. Классические примеры, иллюстрирующие эту закономерность, дают Тихоокеанское побережье Азии, Ост-Индия, Карибское море, оз. Байкал, восточноафриканские рифтовые долины, Ферганская котловина и некоторые другие регионы, являющиеся областями современных интенсивных деформаций земной коры и нарушения фигуры равновесия планеты.

Для сравнения гравитационной фигуры с тектонической фигурой реальной Земли целесообразно произвести регуляризацию ее следующим образом. Путем мысленного перерас-

пределения вещества и изменения плотностей, независимо от того, находятся массы в твердом или текучем состоянии, образуем из внешних слоев толщи Земли однородную твердую кору-оболочку постоянной мощности, не изменяя при этом начального суммарного веса радиальной колонны коры и подкоровых масс и сохраняя повсеместно текучее состояние подкоровых масс. Очевидно, что при такой регуляризации гравитационные, тектонические и топографические ундации поверхности планеты должны находиться в довольно близком пространственном соответствии: области положительных аномалий силы тяжести должны совпадать с областями тектонических — геометрических поднятий коры, а области отрицательных аномалий — с областями тектонических — геометрических опусканий коры.

Глубина опусканий или высота поднятий такого геоида над поверхностью идеальной Земли, под которой подразумевается сфероидальная гидростатически уравновешенная фигура, имеющая массу и объем реальной Земли, определяется формулой Брунса

$$N = \frac{1}{g} (T + A) = \frac{1}{g} T', \quad (1.38)$$

где  $N$  — величина отступления геоида от поверхности сфероида идеальной Земли (глубина погружений или высота поднятий),  $g$  — среднее значение ускорения силы тяжести на поверхности сфероида,  $T$  — напряжение (потенциал) тех сил, которые обуславливают деформацию равновесной конфигурации планеты, а  $A$  — произвольная постоянная, равная разности нормального потенциала на эллипсоиде относимости и потенциала на реальной Земле.

Функция  $T'$  называется в теории конфигурации планет возмущающим потенциалом, вызывающим нарушение фигуры равновесия. Появление этого потенциала вызывается перераспределением масс внутри сфероида, что представляется как добавление некоторой массы в одних местах и изъятие равновеликой массы в других. Применительно к теории тектонической деформации Земли мы должны вложить в нее понятие тектонического потенциала. В этом легко убе-

даться, сравнивая указанную формулу Брунса с аналогичной по структуре формулой Винклера

$$p = kgW, \quad (1.39)$$

описывающей ундационные деформации коры - оболочки на упругом магматическом основании под действием равномерно распределенной деформирующей (радиальной) нагрузки  $p = \text{const}$ . В уравнении (1.39)  $k$  является жесткостью упругого основания, имеющей размерность  $\text{г/см}^3$ ,  $g$  — ускорение силы тяжести, а  $W$  — радиальное смещение коры.

В формуле Брунса  $N$  имеет размерность  $W$  и при надлежащем подборе значения произвольной постоянной  $A$  может быть приравнен  $W$ . Записав формулу Брунса в виде

$$W = \frac{T'}{g} \quad (1.40)$$

и сопоставляя ее с формулой Винклера, будем иметь

$$p = kT'. \quad (1.41)$$

Поскольку  $p$  является деформирующим напряжением, а  $k$ , как и в формуле Винклера, является коэффициентом пропорциональности, то  $p$  является функцией лишь возмущающего потенциала  $T'$ . Заметим, что наличие произвольной постоянной  $A$  в уравнении Брунса делает решение для  $p$  многозначным.

В приведенной выше формуле Брунса условно принимается  $A = 0$ , т. е.  $Ng = T$ . Заменяя  $T$  в последнем выражении через его значение, даваемое формулой (1.6), получаем

$$N = \frac{1}{4\pi Rg} \int_s \Delta g F(\psi) ds. \quad (1.42)$$

Это известная формула Стокса, которая имеет два очень важных для нашей проблемы свойства:

$$\int_s N ds = 0 \quad \text{и} \quad (1.43)$$

$$\int_s \Delta g ds = 0, \quad (1.44)$$

доказывающих, что:

а) сумма объемов прогибов поверхности, геоида равна сумме объемов поднятий его поверхности,

б) сумма положительных аномалий силы тяжести на всей поверхности геоида равна сумме отрицательных аномалий.

Более общим следствием этих положений является вывод о том, что сумма масс, вызывающих отрицательные и положительные аномалии, равна нулю. Вывод, аналогичный вышеуказанному, в геотектонике известен под названием „закона компенсации“, согласно которому сумма объемов тектонических опусканий равна сумме объемов тектонических сводообразных поднятий.

Все эти положения доказывают, что региональные аномалии силы тяжести и тектонические деформации коры представляют собой явления общепланетарного масштаба и не могут быть следствием местных причин, не связанных с изменениями, происходящими во всем теле Земли. Из вышеизложенных данных также следует, что региональные аномалии силы тяжести, которые сопровождают области активных дислокаций коры и обозначают явления нарушения фигуры равновесия планеты, обусловлены перераспределением подкоровых текучих масс, недостаток которых приурочивается к областям опусканий коры и вызывает отрицательные аномалии, а избыток приурочивается к областям упругих поднятий и вызывает положительные аномалии.

В соответствии с изложенным выше ограничением, что жесткая кора-оболочка подстилается текучими магматическими массами, перераспределение которых вызывает аномалии, делается неизбежный вывод, что существование аномальных масс может поддерживаться лишь тектоническими силами. Таково мнение большинства исследователей. С точки же зрения теоремы Стокса, этот вывод является единственным, поскольку она исключает возможность появления аномальных масс вследствие местных причин, заложенных в самих этих массах.

Посмотрим теперь, каков характер процессов, восстанавливающих равновесие фигуры планеты, нарушенное

вследствие коробления коры и образования в связи с этим аномальных масс.

Поскольку нарушение фигуры равновесия обусловливается наличием аномальных масс, и эти массы поддерживаются силами, действующими в земной коре, постольку необходимо для восстановления фигуры равновесия свести напряжения в коре к минимуму, освободив аномальные подкоровые массы от влияния тектонических сил и предоставив им возможность вновь перераспределяться по гидростатическому принципу, т. е. добиться выполнения условий  $N \rightarrow 0$ ,  $\Delta g \rightarrow 0$ . Для достижения этих условий принципиально возможными представляются три пути:

а) увеличение объема внутренней подкоровой области до такого состояния, когда жесткая изогнутая кора-оболочка примет сфероидальную форму и давление колонны коры станет равным давлению субстрата;

б) пенепленизация изогнутой коры-оболочки;

в) разрушение изогнутой коры-оболочки путем перевода ее из твердого состояния в текучее состояние.

Первый путь считается исключенным, поскольку отсутствует источник энергии, который мог бы обеспечить расширение планеты (подробнее см. следующий параграф).

Второй путь — пенепленизация — обеспечивает в определенной мере разряжение накопленных в коре напряжений, однако, не снимает их полностью, тем более в условиях непрерывно действующего контракционного механизма деформаций.

Решающее значение приписывается третьему пути. Поскольку прочность материала коры величина конечная, а источник энергии действует непрерывно (контракция), постольку необходимо придти к выводу, что кора должна уступать возросшим напряжениям, переходом в конечном счете в текучее состояние, при котором разность напряжений в коре минимальная.

В этих условиях, когда кора расчленяется на отдельные блоки, отделенные друг от друга текучими массами лишенными прочности, создается возможность вертикальных перемещений этих блоков и уравнивания их между

собой по гидростатическому (изостатическому) принципу. Как будет показано ниже, складчатые движения и сопряженные с ними явления интрузивного („кислого“) вулканизма связаны во времени с этими этапами восстановления фигуры равновесия планеты. Стремление к равновесию диктуется вторым законом термодинамики, согласно которому энергия равновесных систем минимальна, а системы с минимумом энергии максимально устойчивы.

В состоянии изостазии регуляризованная фигура планеты явится той фигурой равновесия, которая определялась ранее как фигура относимости. При наличии перманентно действующих тектонических сил неизбежным должно быть также нарушение новой фигуры равновесия, которое начнется немедленно после упрочнения материала коры в зонах текучести. Нарушение это опять-таки должно выражаться короблением коры и образованием аномальных масс, однако уже в изменившихся условиях прочности, толщины и вещественного состава коры.

#### **4. Вопрос о мощности твердой оболочки Земли**

До начала последних 15—20 лет, когда еще не было определенного представления о глубокофокусных землетрясениях, существовало общее мнение о том, что земная кора, являющаяся главным носителем структурно-фиксированных тектонических деформаций, имеет мощность всего в несколько десятков километров. Позднее, когда были обобщены данные о глубокофокусных землетрясениях, ряд исследователей пришел к выводу, что минимальная мощность коры, как твердой оболочки, равна предельной глубине возникновения очагов землетрясений, оцениваемой в 700—900 км. Основанием для этого служило отчасти традиционное представление о связи очагов землетрясений с твердой средой и, главным образом, факт приуроченности очагов глубоких и нормальных землетрясений к одним и тем же плоскостям, рассматриваемым как плоскости разрывных нарушений, уходящих на глубины 700—800 км и более. В последние годы в геологической литературе идею о значительной мощности коры развивали А. Н. Заварицкий, П. Н. Кропоткин, А. В.

Пейве, Н. С. Шатский, В. Е. Хаин и др. исследователи, которые пришли к выводу, что тектонические деформации затрагивают не только внешние слои Земли, но и оболочку (астеносферу), по меньшей мере наружную ее половину.

К аналогичному выводу приводят также данные анализа магнитного и гравитационного полей Земли. Теоретические исследования, выполненные еще в конце прошлого столетия, показали, что 94% напряжения магнитного поля Земли носит потенциальный характер, т. е. связано с самой планетой, 3% обусловлено внешними причинами и около 3% связано с причинами, вероятно, непотенциального характера. Кроме того, было установлено, что напряженность магнитного поля меняется как во времени (вековые геомагнитные вариации), так и в пространстве, причем вариации концентрируются в определенных областях, образуя медленно мигрирующие „центры“ векового хода, крупнейшие из которых лежат, как правило, внутри астеносферы в пределах глубины от 0,3 до 0,5 радиуса, а единичные магнитные полюсы — в пределах от нескольких десятков километров до 0,4 радиуса.

Исследования советских магнитологов Н. Н. Трубытчинского, В. П. Орлова, Ю. Д. Калинина, И. И. Иванова показали, что поле вековых геомагнитных вариаций носит резко выраженный периодически-региональный характер, а эпицентры региональных полей связаны с современными геосинклинальными областями<sup>1,2</sup>. Согласно новейшим исследованиям И. И. Иванова, причиной перемещения линий вековых вариаций служат изменения интенсивности намагничивания очагов вариаций, что вызывается, по его мнению, магнитострикционными процессами, связанными в основном с перераспределением давлений в оболочке Земли и отчасти с температурными колебаниями, т. е. с тектоническими процессами в широком смысле термина.

---

<sup>1</sup> Н. Н. Трубытчинский, Геотектоника и геомагнетизм. Sonderabdruck aus den Vorhandlungen den 7-ten, Tagung der Baltischen Geodätischen Kommission, Helsinki, 1934.

<sup>2</sup> Ю. Д. Калинин, Геомагнитные вековые вариации в СССР и внутреннее строение Земли. М., 1947.

Исследование вопроса о мощности твердой коры под углом зрения гравиметрии приведено в недавней работе Л. Танни и Э. Нисканена<sup>1</sup>. Интерпретируя аномалии силы тяжести в рамках теории изостазии и пользуясь известной формулой Гельмерта, устанавливающей связь между аномальными массами и ундациями геоида, они приходят к выводу, что эти массы, в частности в областях Европы и Северной Атлантики, распространяются на глубину в несколько сот километров и, вероятно, должны лимитироваться глубиной возникновения глубокофокусных землетрясений. Таким образом, если носителем тектонических движений является оболочка, а причиной движений — контракция, то последнюю приходится отнести в значительной мере за счет гравитационной конденсации ядра, вещество которого, судя по сейсмологическим данным, может рассматриваться (во всяком случае в объеме внешнего ядра) как сжимаемая жидкость<sup>2</sup>. Ведущее значение ядра в уменьшении объема планеты ранее подчеркивалось В. Г. Фесенковым, Ф. Нольке, В. Н. Лодочниковым, П. Н. Кропоткиным и др<sup>3</sup>.

Несмотря на указанные выше важные данные, вопрос о мощности коры как твердой оболочки остается до сего времени неопределенным, поскольку экспериментальными данными доказано, что возникновение разрывов, с которыми связываются очаги землетрясений, возможно не только в упругой, но и в пластической среде. Другие возражения касались невозможности обеспечения изостатического выравнивания и длительного существования глубоких разломов при мощности коры в 700—800 км. Новые затруднения в решении вопроса возникли с открытием того замечательного факта, что жидкости реагируют на волны высокой частоты таким же образом, как и твердые тела. Этот факт показал,

---

<sup>1</sup> Tanni L. and Niskanen E., The geoidal undations and disturbing masses. Helsinki, 1951.

<sup>2</sup> А. Т. Асланян, Некоторые вопросы тектонической деформации Земли. Изв. АН АрмССР, IV, № 3, 1951.

<sup>3</sup> См. П. Н. Кропоткин, Космогоническая теория О. Ю. Шмидта и строение Земли. Тр. Первого совещания по вопросам космогонии, Москва, 1951.

что упругие константы вещества внутренних областей Земли, вычисленные из скоростей прохождения через них высокочастотных волн землетрясений и искусственных взрывов, не являются однозначными. Теоретически это было подтверждено независимо друг от друга Я. И. Френкелем и В. А. Маничким<sup>1</sup>, которые показали, что, если скорость распространения волн землетрясений превышает скорость релаксации среды, то распространение их даже для вязких жидкостей будет таким же, как и для твердых тел.

Решение рассматриваемого вопроса в довольно простом выражении получается из указанной выше формулы

$$\sigma_s = D_1 g H \frac{12 - 24\nu}{11 - 16\nu},$$

при условии, что деформация вызывается контракцией, а предел текучести материала уменьшается с глубиной или, во всяком случае, остается постоянным и равным пределу текучести массивных изверженных пород поверхности. В предыдущем параграфе подстановкой в эту формулу величин  $D_1 = 2,7 \text{ г/см}^3$ ,  $g = 1000 \text{ см/сек}^2$ ,  $\nu = 0,25$  и  $H = 37 \text{ км}$  было показано в хорошем соответствии с экспериментальными данными, что  $\sigma_s$  коры достигает  $10^{10} \text{ дин/см}^2$  ( $10\,000 \text{ кг/см}^2$ ). Для более глубоких слоев до сего времени были указаны цифры в пределах  $10^6 - 10^8 \text{ дин/см}^2$ . Максимальную цифру  $10^8 \text{ дин/см}^2$  ( $100 \text{ кг/см}^2$ ) для глубины  $1/10 R$  указал Г. Джеффрис<sup>2</sup>, пришедший к заключению, что глубоководные землетрясения возникают в твердой среде, а изостатическое выравнивание выполняется скольжением по плоскостям глубоких разломов.

Расчет предела текучести коры мощностью  $H = 800 \text{ км}$  при  $\nu = 0,26$  (полученном из сейсмологических наблюдений),  $D_1 = 4 \text{ г/см}^3$ ,  $g = 1000 \text{ см/сек}^2$  дает  $\sigma_s = 3,54 \cdot 10^{11} \text{ дин/см}^2$  или  $354\,000 \text{ кг/см}^2$ , что не согласуется с поставленным выше условием об уменьшении прочности с глубиной и подчерки-

<sup>1</sup> А. Б. Маницкий, О возможном характере деформаций в глубоких слоях земной коры и подкоровом слое. БМОИП, отд. геол., т. XXIII (2), 1948.

<sup>2</sup> Jeffreys H. Deep Focus earthquakes. Ergebnisse kosmischen Physik, 4, 1939.

вает еще раз ту неоднозначность определения упругих констант, о которой говорилось выше.

Существенно иные результаты дает подстановка в (1.28) значения  $\sigma_s = 10\,000$  кг/см<sup>2</sup>, предполагающая уменьшение или, во всяком случае, неизменяемость прочности от поверхностных слоев к подошве оболочки. В этом случае критерием для суждения о состоянии вещества служит коэффициент поперечного сжатия  $\nu$  с экстремальными значениями 0 и 1/2. Подставляя в формулу (1.28) значения  $\sigma_s = 1000$  кг/см<sup>2</sup>, что заведомо благоприятно для концепции о толстой (700—800 км) коре,  $D_1 = 4$  г/см<sup>3</sup>,  $g = 1000$  см/сек<sup>2</sup>, и решая ее в отношении коэффициента поперечного сжатия, получаем  $\nu = 0,497$ . При  $\sigma_s = 100$  кг/см<sup>2</sup>, принимаемом Джефффризом, получаем  $\nu = 0,499\dots$  Для сравнения можно указать, что коэффициент поперечного сжатия высокопластичных глин, обнаруживающих текучесть даже при самых незначительных нагрузках, не превышает 0,3<sup>1</sup>, а для обычной технической резины составляет 0,47.

На основании этих данных вопрос о большой мощности твердой оболочки (сотни километров) решается в отрицательном смысле.

По новейшим подсчетам Б. Гутенберга и К. Рихтера<sup>2</sup> годовая энергия землетрясений всех типов оценивается в  $1,2 \cdot 10^{27}$  эрг, из которых на неглубокие землетрясения, очаги которых располагаются на глубинах меньше 60 км, приходится  $1,023 \cdot 10^{27}$  эрг, т. е. более 85% всей энергии, а на более глубокие (до 700 км) — 15%. Принимая удельное количество сейсмической энергии как показатель прочности и предполагая одинаковую вероятность возникновения очагов землетрясений на всех глубинах, легко видеть, что материал внешних слоев, мощностью в несколько десятков километров, в 130 раз прочнее материала более глубоких областей.

В дальнейшем, в соответствии с данными геофизических исследований, будем принимать для средней мощности твердой оболочки Земли значение 37 км.

<sup>1</sup> И. В. Орнатский, Основы механики грунтов, М.—Л., 1951.

<sup>2</sup> Gutenberg B., and Richter C. F., Seismicity of the Earth and associated phenomena. Princeton Univ. Press, New-York, 1949.

УПРУГИЕ И УПРУГО-ПЛАСТИЧЕСКИЕ  
ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

## 1. Особенности строения и условий деформации коры

Движения, результатом которых является коробление земной коры, принято называть эпейрогеническими, ундационными или колебательными. Как увидим ниже, с физической точки зрения правильным для них будет применить термин упруго-пластический. Согласно контракционному механизму, кора, в стремлении занять ту же поверхность, что и сжимающаяся астеносфера, оседает и под собственной тяжестью деформируется (коробится), образуя прогибы и поднятия, причем вследствие изменчивой мощности и прочности происходит концентрация напряжений и она в разных областях деформируется различно.

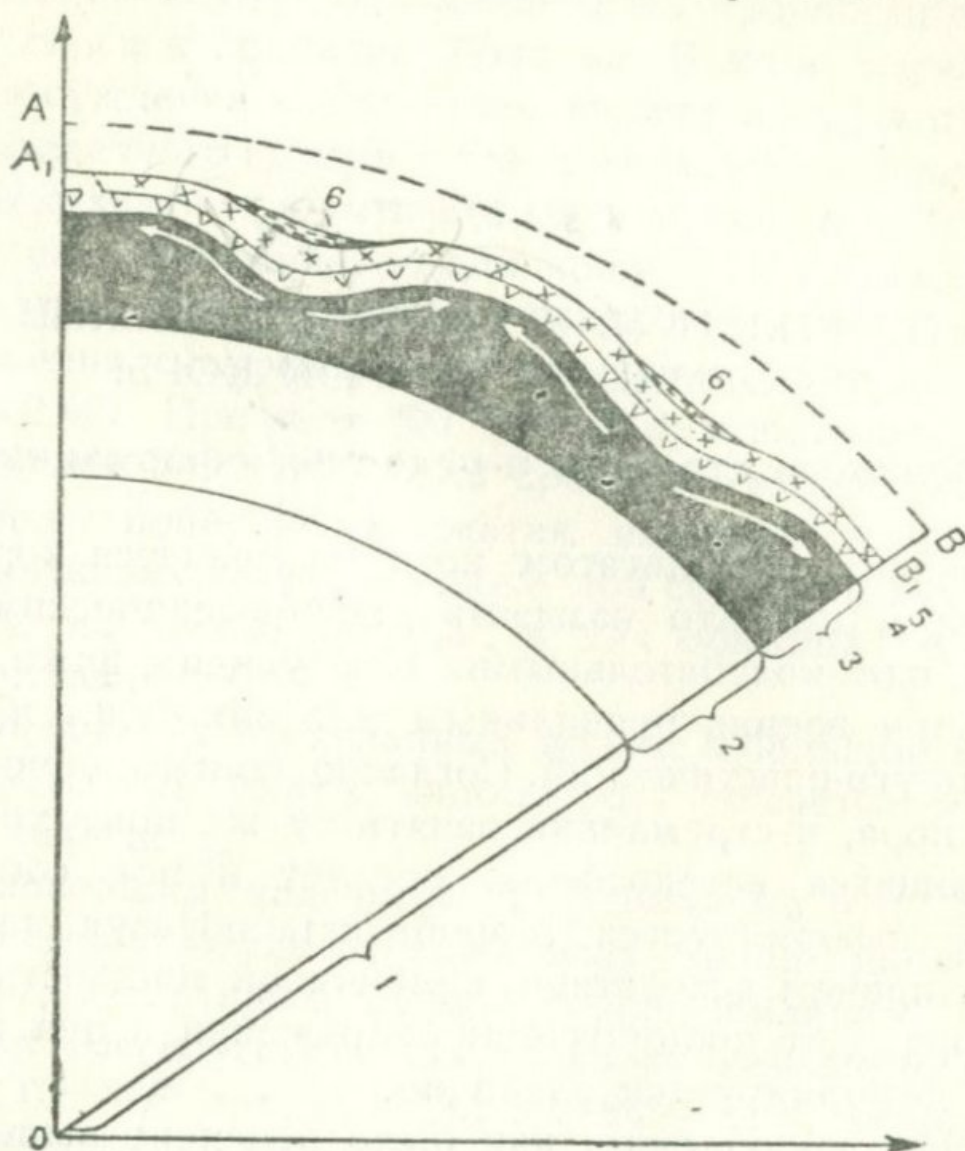
Процесс коробления, как было отмечено выше, сопровождается перемещением подкоровых магматических масс из прогибающихся зон в смежные зоны поднятий, что и создает крупные зональные аномалии силы тяжести (фиг. 2). На основании анализа гравитационного поля Земли это положение доказали В. А. Магницкий<sup>1</sup> и Е. Н. Люстих<sup>2</sup>, причем последний доказал, что глубина залегания масс, вызы-

---

<sup>1</sup> В. А. Магницкий. О структурных аномалиях силы тяжести. Сборник ГУГК, вып. 9, М., 1945.

<sup>2</sup> Е. Н. Люстих, Опыт использования зональных аномалий силы тяжести для изучения причин длительных колебательных движений платформ. ДАН СССР, № 2, 1948.

вающих зональные аномалии силы тяжести, не превосходит 50 км. Действительно, если коробление коры происходило бы без перемещений масс, то, как отмечает А. А. Михайлов, аномалии силы тяжести были бы обусловлены полностью гипсометрическими отметками прогибов и поднятий

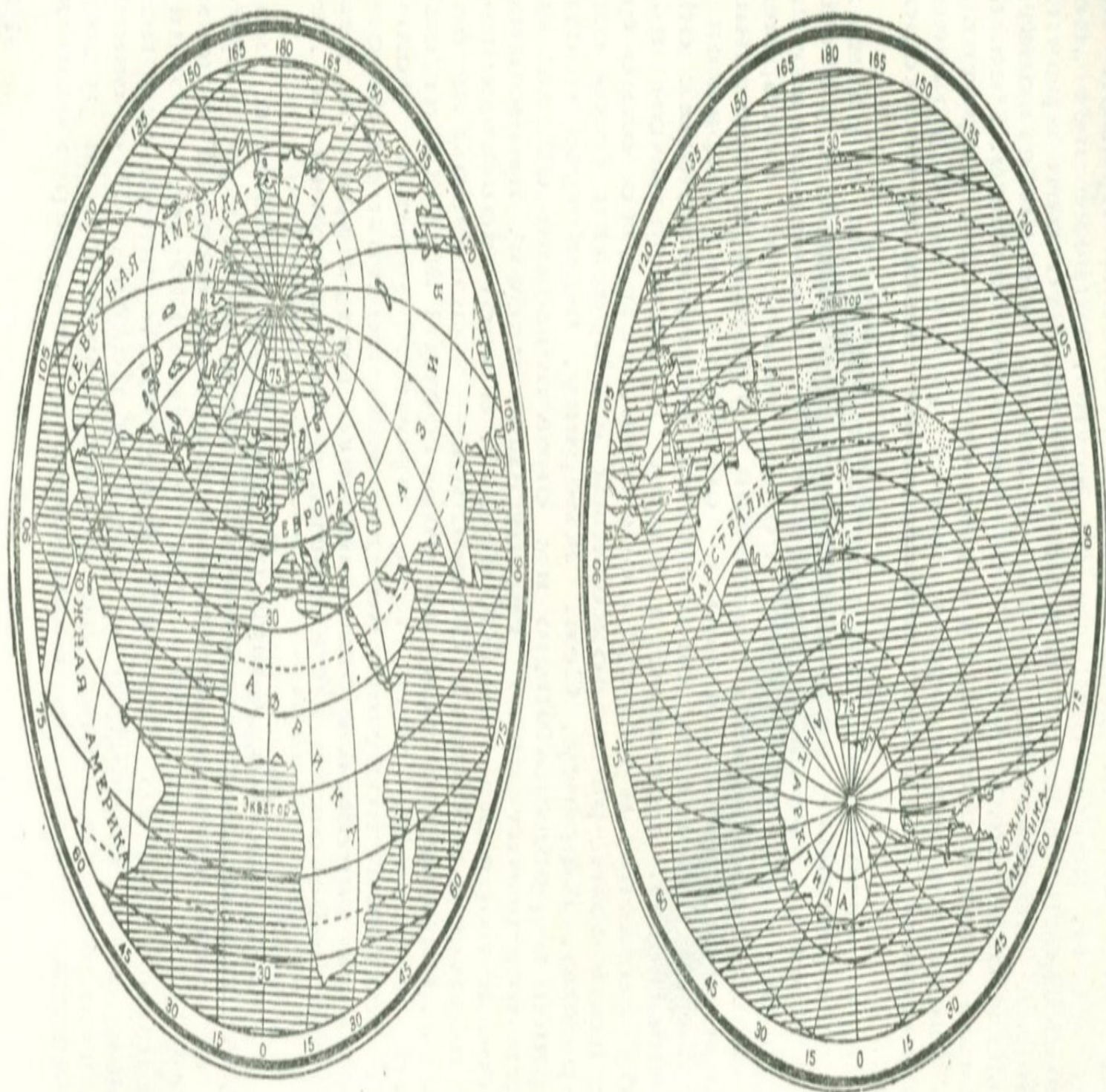


Фиг. 2. Схема эластического коробления коры согласно контракционному механизму (1—ядро планеты, 2—внутренняя оболочка, 3—внешняя офиолитовая оболочка, 4—промежуточный слой, 5—гранитный слой, 6—осадочная линза). Вследствие уменьшения радиуса астеносферы (1—4) на величину равную  $AA_1=BB_1$ , кора оседает на такую же величину и, чтобы поместиться в пределах более короткой дуги  $A_1 B_1$ , испытывает деформацию изгиба в виде геосинклинальных прогибов и разделяющих их поднятий. Стрелками показано направление перетекания подкоровых масс, обуславливающих положительные аномалии силы тяжести в зонах поднятий и отрицательные — в зонах прогибания.

коры и выразились бы всецело первым членом правой части уравнения (1.4), который, как известно, определяет „поправку за свободный воздух“ и показывает, что при прочих равных условиях поднятия коры должны соответствовать отрицательные аномалии, а прогибам—положительные. Реально наблюдаемые соотношения, как уже отмечалось, обратные и находят объяснение во втором члене указанного уравнения, определяющем наличие аномальных масс в подкоровых областях.

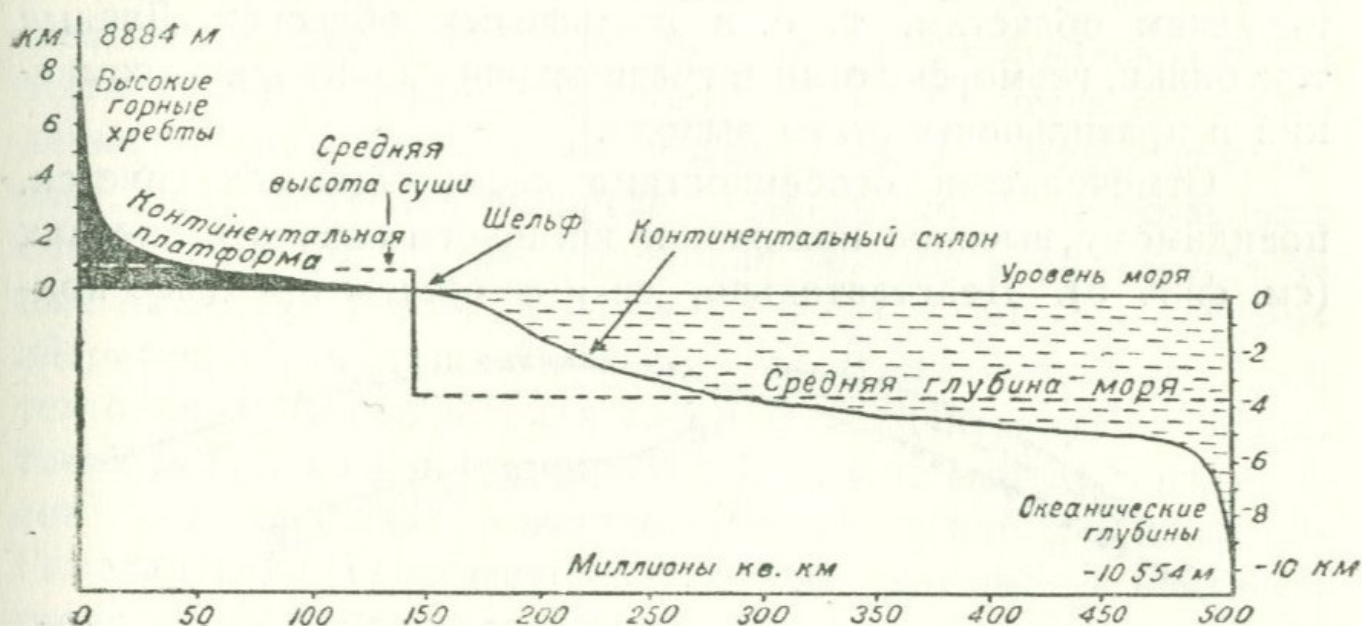
Различия в интенсивности коробления коры в разных областях, обусловленные различиями в прочности и устойчивости ее в латеральном направлении, подчеркиваются также распределением аномалий силы тяжести, которые, как хорошо известно, имеют высокий градиент в тектонически активных геосинклинальных областях и выражены очень слабо в тектонически спокойных платформенных областях. Изменчивость прочности коры в латеральном направлении обусловлена, в первую очередь, тем, что одно ее полушарие с полюсом, расположенным в Бретани (оно охватывает Евразию, Африку, Сев. Америку, большую часть Южной Америки и разделяющие их океанические области), сложено почти исключительно гранитным слоем, имеющим модуль упругости порядка  $700\,000\text{ кг/см}^2$ , а противоположное полушарие с полюсом в Новой Зеландии — в основном из базальтового слоя, имеющего модуль упругости  $1\,200\,000\text{ кг/см}^2$  (фиг. 3). Это означает, что при прочих равных условиях континентальное полушарие должно иметь прочность в два раза меньше таковой океанического полушария и, тем самым, служить местом концентрации напряжений и деформаций.

Второй существенный фактор, обуславливающий неодинаковую устойчивость отдельных областей коры, — это крутой переход от континентальных платформ к океаническим платформам (между изобатами —200 м и —2430 м), обозначенный уклонами дна до  $30\text{--}40^\circ$  (фиг. 4), и такой же переход от равнинных областей к горным поясам. Это означает, что при прочих равных условиях напряжения и деформации должны концентрироваться в зонах, переходных



Фиг. 3. Континентальное полушарие коры (слева) с полюсом в Бретани, состоящее в значительной части из гранитного материала, и океаническое полушарие (справа) с полюсом в Новой Зеландии, состоящее преимущественно из базальтового материала.

от континентальных платформ к океаническим платформам, а также в предгорных и межгорных зонах, поскольку, согласно законам механики, зоны резких изменений толщины оболочек и пластин являются зонами концентрации напряжений и деформаций.



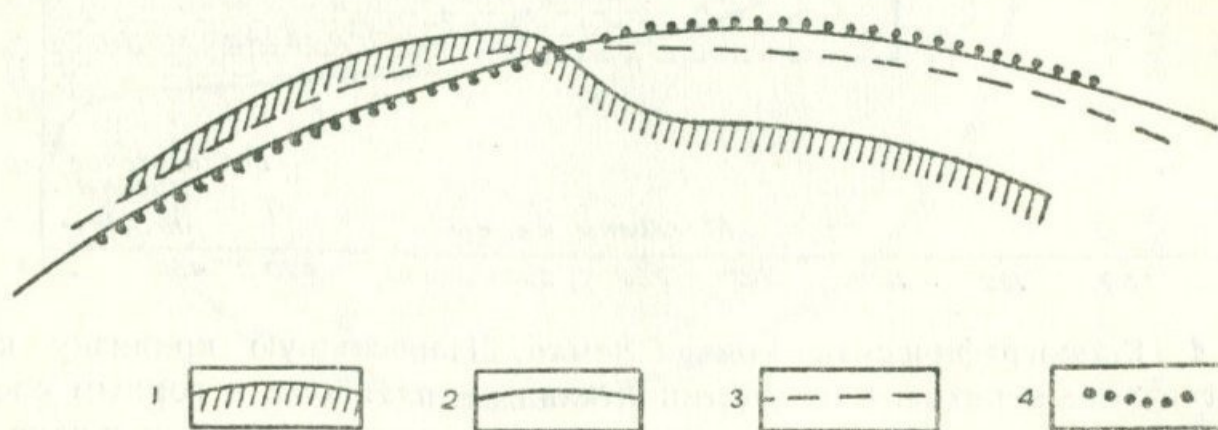
Фиг. 4. Гипсографическая кривая Земли. Наибольшую кривизну кора имеет в зоне переходов от континентальных платформ к горным сооружениям, под которыми максимальна также мощность коры, и в зоне перехода от океанических платформ к континентальным платформам (континентальный склон и шельф). Ввиду большой кривизны и резкого изменения мощности коры, напряжения и деформации концентрируются именно в данных зонах. Интенсивные землетрясения, вулканическая деятельность, искривление коры и большие аномалии силы тяжести, являющиеся показателями концентрации напряжений, приходится, главным образом, на эти зоны.

Третий фактор заключается в различии теплового режима между океаническими и континентальными областями коры, первые из которых, согласно общепринятому мнению, являются по сравнению со вторыми менее нагретыми и поэтому более прочными.

Наконец, переменная прочность обуславливается в значительной мере различием в возрасте отдельных структурных категорий коры. Согласно теории наследственных сред при прочих равных условиях (например, при одинаковой толщине) наибольшую жесткость изгиба в перманентном процессе деформаций должны иметь наиболее древние, «закаленные» блоки коры, каковыми являются, например, щиты и платформы.

Таким образом, рассматривая земную кору как единое сооружение, необходимо придти к выводу, что при контракции напряжения и деформации должны концентрироваться в континентальных областях (преимущественно в межгорных и предгорных зонах) и в зонах переходов последних к океаническим областям, т. е. в шельфовых областях. Данные тектоники, геоморфологии и гравиметрии не оставляют сомнений в правильности этого вывода.

Отмеченными особенностями деформаций объясняется, повидимому, высокое положение истинного геоида в океанах (см. фиг. 5). Действительно, если в общем процессе кон-



Фиг. 5. Геометрические соотношения фигуры реальной Земли (1), эллипсоида относимости (2), геоида Листинга (3) и истинного геоида (4) (из В. А. Магницкого).

тракции, в первую очередь, оседают менее жесткие континентальные области, являясь, таким образом, местом концентрации деформаций, а оседание сопровождается перетеканием подкоровых масс под отстающие океанические платформы, то континентальные области должны обнаружить в целом дефект масс и отступление вниз от поверхности относимости. Для большей наглядности картины можно заменить сжимающие контракционные силы растягивающими силами, полагая, что ядро планеты не сжимается, а расширяется. В этом случае очевидно, в первую очередь, растянется и разорвется мало прочная гранитная кора и в условиях непрерывного равномерного расширения ядра подкоровое вещество переместится из-под базальтового полушария коры под гранитное полушарие. После того, как кора

разорвана в какой-нибудь слабой области, возможность разрыва в прочной области сведется к минимуму.

Как уже отмечалось, ни континентальная, ни океаническая кора не являются однородными плитами и, в свою очередь, распадаются на отдельные, относительно более жесткие и менее жесткие участки. Лучшей иллюстрацией этого является карта сейсмичности Земли в части распределения очагов нормальных землетрясений, которая показывает, что наименее прочные участки коры представляют собой узкие пояса, расчленяющие земную кору на отдельные округлой формы прочные блоки. Все нормальные землетрясения, являющиеся непосредственными показателями тектонической напряженности коры, концентрируются вдоль таких узких поясов (см. фиг. 1). Главнейшими из таких поясов являются, как известно, Тихоокеанский и Альпийско-Гималайский (Трансазиатский) поясы, которые в недавнем геологическом прошлом были местом интенсивного горообразования и в настоящее время в передовых своих зонах испытывают волнообразную деформацию. По подсчетам автора, площади этих поясов составляют около 12% поверхности планеты. К разряду главных поясов могут быть отнесены также Арктическо-Атлантический пояс, пояс Индийского океана, протягивающийся вдоль западной его части, и зона восточноафриканских грабенов.

Главнейшими прочными (стабильными) блоками являются Тихоокеанский бассейн внутри одноименного сейсмического кольца, крупный Евразийский массив, Канадский и Бразильский щиты, Гренландия, Арктический бассейн, Африка (исключая зону грабенов), Аравия, Индия, Австралия, бассейн Индийского океана (исключая сейсмический пояс западной части бассейна). Последние пять блоков в дальнейшем для краткости будем называть Гондванским блоком.

В динамическом смысле указанные непрочные сейсмические пояса могут квалифицироваться как геосинклинальные пояса, а прочные стабильные области — как платформенные блоки.

Если представить теперь, что Земля, взятая в целом, расширяется, то картина деформации представится в следую-

щем виде. В первой стадии расширения кора напрягается по всей планете. Рост напряжений происходит до тех пор, пока они не достигнут разрушающего предела. При этом пределе менее прочные геосинклинальные поясы, растягиваясь, испытывают разрыв, и волнообразно изогнутая кора выпрямляется. Прочные платформенные блоки, наоборот, сохраняют свою цельность и реагируют на расширение ядра (астеносферы) пассивно. Подкоровое вещество из-под платформенных блоков перемещается под бывшие геосинклинальные поясы, чтобы восстановить гидростатическое равновесие. Если суммарная площадь геосинклинальных поясов больше в одном полушарии, а платформенных в другом, то, естественно, расширение планеты произойдет в соответственно большем масштабе в направлении того полушария, где преобладают геосинклинальные площади. При сжатии планеты соотношения будут обратные.

С точки зрения структурных особенностей коры замечательными являются следующие четыре факта:

а) земля делится, как уже отмечалось, на два резко различные полушария — морское, представленное на 90% морем, и континентальное, охватывающее наряду с некоторыми водоемами (53% поверхности полушария). Европу, Азию, Африку, Сев. Америку и большую часть Южной Америки, общей площадью 47% (деление производится большим кругом с полюсом у устья р. Луары);

б) более 2/3 суши находится в пределах северного полушария;

в) около 4/5 послепротерозойских геосинклинальных площадей находится в пределах того же северного полушария, преимущественно в пределах Евразии, а континентальные массивы южного полушария представляют в основном докембрийские складчатые сооружения;

г) область Тихого океана, занимающая около 1/3 поверхности Земли, начиная, по крайней мере, с нижнепалеозойского времени, является стабильным массивом. К ним можно присовокупить еще один факт:

д) дно глубоководных частей остальных океанов (быть может за исключением дна Атлантического океана) представляет докембрийскую платформу.

В изостатическом („естественном“) состоянии коры, когда напряжения и деформации отсутствуют (доконтракционное состояние), магматическое основание находится под давлением.

$$q = D_1 gH. \quad (2.1)$$

Вязкость  $\eta$  магмы, как расплава, под этим давлением будет определяться уравнением

$$\eta = \eta_0 e^{\alpha q}, \quad (2.2)$$

где  $\eta_0$  — вязкость магмы при нормальном атмосферном давлении,  $e$  — основание натуральных логарифмов,  $\alpha$  — постоянная,  $q$  — противодействие магматических масс.

Когда кора „отстает“ от магматического основания, последнее разгружается и, как следует из (2.2), приобретает по меньшей мере такую текучесть, какую магма может иметь на поверхности в период извержения.

До контракции под давлением  $q = D_1 gH$  находятся также растворенные в магматическом основании газы, минимальное содержание которых для базальтовой магмы принимается равным 4% от ее веса. В этих условиях газы сжаты согласно закону

$$qV^k = \text{const.}, \quad (2.3)$$

где  $V$  — объем газов, а  $k$  — постоянная, принимаемая равной для магматических газов 1,33.

При контракции астеносферы и отставании коры, когда  $q \rightarrow 0$ , объем газов стремится к бесконечности. В результате пространство между корой и астеносферой заполняется богатой газами, сильно вспученной пенистой магматической массой (газовая подушка), лишенной фактически сил внутреннего трения (вязкости). Подобием этой массы могут служить ингимбриты, представляющие смесь разнообразных обломков лавы, интрателлурических минералов, стекла, пемзы и газов, и движущиеся как жидкость (песчаные потоки Катмаи, Бандайсана, ряда вулканов Камчатки, тучи и брекчиевые потоки Мон-Пеле и др.)<sup>1,2</sup>.

<sup>1</sup> А. Н. Заварицкий, Ингимбриты Армении. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1946.

<sup>2</sup> А. Н. Заварицкий, Введения в петрохимию, М. — Л., 1950.

Процесс образования „газовой подушки“ представляется неизбежным и непрерывным, поскольку непрерывным является и процесс контракции. Постулировавшаяся классической контракционной гипотезой возможность передачи тонкой корой давлений на любые расстояния можно обосновать непрерывным процессом образования газовой подушки, которая сводит сопротивление скольжению коры по субстрату практически к нулю. После возникновения крупных ундаций коры значение газового фактора сильно меняется от места к месту. В зонах крупных прогибов давление на магматический субстрат будет теперь больше, чем начальное давление коры, а поэтому газовый фактор в этих зонах должен играть меньшую роль, чем в зонах поднятий, где кора в известной мере играет роль разгружающего свода.

Процесс дальнейшей деформации крупных ундаций коры должен рассматриваться под углом зрения теории деформации жесткой оболочки на упругом основании.

## 2. Волновые и разрывные деформации коры

В соответствии с приведенными выше характеристиками свойств коры, подкоровых масс и силового поля Земли, кору следует рассматривать как тонкую замкнутую сферическую оболочку, покоящуюся на упругих самоуплотняющихся массах (винклеровская среда) и деформирующуюся под действием массовых сил.

Условие равновесия элемента нижней поверхности коры-оболочки выражается уравнением

$$q - Q = p, \quad (2.4)$$

где  $q$  — давление упругого магматического основания на кору,  $Q$  — давление недеформированной коры на основание,  $p$  — радиальное (поперечное) деформирующее напряжение, возникающее вследствие уменьшения объема астеносферы.

Таким образом, поставленная задача является по существу задачей Ламе о сферической оболочке, находящейся под внутренним давлением  $q$  и внешним давлением  $Q$  при  $Q > q$ . В задаче Ламе

$$p = - \frac{2H\sigma_x}{R}, \quad (2.5)$$

где  $\sigma_x$  — тангенциальная компонента напряжений. В рассматриваемом случае задачи Ламе данное решение является многозначным, поскольку бесконечное увеличение  $R$  в (2.5) предполагает бесконечное увеличение тангенциальной компоненты напряжений  $\sigma_x$  (случай тонких оболочек).

С. Г. Михлин<sup>1</sup>, проводя аналогию между небольшой объемной областью коры и подобной областью в бесконечном полупространстве, находящимся в равновесии под действием одинаково направленных постоянных сил тяжести и реакции удаленной поверхности, выражает многозначность тангенциальной составляющей уравнением

$$\sigma_x = a\sigma_z + b, \quad (2.6)$$

где  $\sigma_z$  — радиальная компонента напряжений на глубине  $z$  от поверхности,  $a$  — произвольная постоянная, не имеющая размерности,  $b$  — произвольная постоянная, имеющая размерность напряжения.

Многозначность решения данной задачи следует также из того, что в силу контракционного характера деформации и непрерывности контракции в коре всегда имеются остаточные или начальные напряжения. Такая многозначность допускает множество гипотез о величине нормальных составляющих напряжений в коре и затрудняет решение вопроса, какова действительная система напряжений, соответствующая заданным силам.

Принятый нами механизм контракции, исходящий из той предпосылки, что деформации коры-оболочки обуславливаются уменьшением объема подкорковых масс путем последовательной конденсации материи, предполагает непрерывно-прерывистое уменьшение внутреннего давления  $q$  до нуля, если исключить из рассмотрения давление газовой подушки, образующейся в основании коры.

Когда  $q = 0$  из (2.4) имеем

<sup>1</sup> С. Г. Михлин, Распределение напряжений в полуплоскости с эллиптическим вырезом. Труды Сейсмологического института АН СССР, № 29, 1934.

$$| - p |_{\max} = Q = D_1 g H.$$

Сравнивая это равенство с формулой (1.28), для предела текучести коры получаем

$$\sigma_s = p_{\max}, \text{ т. е. } p_{\max} = 10\,000 \text{ кг/см}^2.$$

Такого же порядка величину для максимума  $p$  дает формула

$$\sigma_x = \frac{2}{5} D_m g R \frac{1 - 2\nu}{1 - \nu}, \quad (2.7)$$

полученная Г. А. Крупенниковым (цит. соч.) для приповерхностного слоя упругого однородного шара, имеющего размеры и среднюю плотность Земли.

Сравнивая эту формулу с формулой (2.5), получаем

$$p = \frac{2}{5} D_m g H \cdot \frac{1 - 2\nu}{1 - \nu}. \quad (2.8)$$

Подставляя  $D_m = 5,52$ ,  $g = 1000$ ,  $H = 37$  км, получаем  $p = 9000$  кг/см<sup>2</sup> при  $\nu = 0$  и  $p = 6000$  кг/см<sup>2</sup> при  $\nu = \frac{1}{4}$ . Когда

$p = 0$ , т. е.  $\sigma_x = 0$  имеем  $q = Q$ , что указывает на изостатическую уравновешанность коры. При уменьшении  $q$  по сравнению с  $Q$ , под влиянием собственного веса кора должна сжиматься и по достижении определенного значения  $p$  терять устойчивость, образуя прогибы и поднятия.

Согласно гипотезе Винклера, между равномерно распределенной по поверхности нагрузкой  $p$ , величиной радиального смещения коры  $W$  и жесткостью упругого магматического основания  $k$  имеется зависимость (1.39)

$$p = kW,$$

где  $W$  имеет отрицательный знак для прогнутых зон и положительный знак для приподнятых зон коры.

Таким образом, при постоянном значении внешней равномерно распределенной нагрузки в случае простого сжатия коры будет иметь место равенство (2.4)

$$q - Q = p,$$

а в случае изгиба коры равенство

$$q - Q = kW. \quad (2.9)$$

Физический смысл указанных зависимостей легко представить в следующем виде.

Если увеличить объем Земли до таких размеров, чтобы в коре исчезли сжимающие напряжения, то давление субстрата на кору будет равняться давлению недеформированной коры на субстрат, т. е.  $q = Q$ . При повторном уменьшении объема планеты кора сжимается и вес колонны деформированной коры по сравнению с весом колонны недеформированной коры увеличивается на величину  $p = q - Q$ . Когда этот излишек веса коры достигает некоторого минимума, кора под собственной тяжестью прогибается в одних областях и приподымается в других. Изгибные деформации земной коры, как горизонтальной плиты на упругом основании, детально рассмотрены в работах М. Смолуховского<sup>1</sup>, Ф. А. Веннинг-Мейнеса<sup>2</sup>, П. Бийларда<sup>3</sup>, В. А. Магницкого<sup>4</sup>, Г. Г. Оганезова<sup>5</sup>.

Несмотря на большую ценность исследований указанных авторов, выведенные ими формулы не позволяют судить о влиянии на деформацию кривизны коры на случай большой ее мощности, об эффекте сжатия вдоль геосинклинали и не учитывают возможности изменения модуля субстрата в связи с образованием при контракции газовой подушки.

---

<sup>1</sup> M. Smoluchowski, Über ein gewisses stabilitätsproblem der Elastizitätstheorie und Beziehungen zur Entstehung von Faltengebirgen. Akad. d. wiss. Krakau. Math. Nath. Kl. 1909, vol. II, s. 3, 1910.

<sup>2</sup> Ф. А. Веннинг-Мейнес, Гравиметрические наблюдения на море. М., 1940.

<sup>3</sup> П. Бийлард, Теория пластического изгиба и ее приложение к геофизике, 1938. Сб. „Теория пластичности“, под ред. Ю. Н. Работнова, М., 1948.

<sup>4</sup> В. А. Магницкий, Об одном из возможных случаев деформации земной коры. Изв. АН СССР, серия географ. и геофиз., т. IX, № 5—6, 1945.

<sup>5</sup> Г. Г. Оганезов, Энергетические основы в приложении к тектонике Араратской котловины. Тезисы докладов I научн. сессии ИГН АН АрмССР, Ереван, 1945.

Чтобы учесть эти моменты в решении вопроса деформации, следует идти несколько иным путем.

Полагаем, что блок коры представляет собой однородную пологую сферическую оболочку, покоющуюся на текучем магматическом основании. Уравнением для волнообразного выпучивания (коробления) такой оболочки под влиянием равномерно действующей радиальной нагрузки  $p$  является

$$\frac{EH^3}{12} \cdot \frac{d^4 W}{dx^4} + \frac{pR}{2} \cdot \frac{d^2 W}{dx^2} + \left( \frac{EH}{R^2} + k' \right) W = 0, \quad (2.10)$$

где  $E$  — модуль упругости оболочки,  $H$  — мощность,  $R$  — радиус коры-оболочки, считая от срединной поверхности ее,  $x$  — координата, направленная вдоль срединной поверхности оболочки,  $W$  — радиальное смещение при деформации, считая от срединной поверхности, после приложения к оболочке равномерного сжатия,  $k'$  — модуль субстрата (коэффициент упругой постели). При  $k' = 0$  это уравнение обращается в известное уравнение изгибной деформации пологой сферической оболочки без упругого основания.

Применительно к реальным геологическим условиям решение данной задачи сводится к определению деформации коры от совместного действия сжимающих и изгибающих сил.

Введя количества

$$\frac{p}{p_{1kp}} = Z,$$

$$\alpha = \sqrt{1-Z} \cdot \sqrt[4]{\frac{3}{EH^3} \left( \frac{EH}{R^2} + k \right)},$$

$$\beta = \sqrt{1+Z} \cdot \sqrt[4]{\frac{3}{EH^3} \left( \frac{EH}{R^2} + k' \right)},$$

общее решение уравнения (2.10) можно искать в виде<sup>1</sup>

$$W = c_1 e^{\alpha x} \sin(\beta x + \gamma_1) + c_2 e^{-\alpha x} \sin(\beta x + \gamma_2), \quad (2.11)$$

<sup>1</sup> С. П. Тимошенко, Устойчивость упругих систем, М.—Л., 1946.

где  $c_1, c_2, \gamma_1, \gamma_2$  — постоянные интегрирования, определяемые из условий на краях геосинклинали.

Считая, что радиальные смещения коры за пределами геосинклинали пренебрежимо малы, можно положить в решении (2.11)  $c_1 = 0$ . После этой подстановки вместо (2.11) будем иметь

$$W = c_2 e^{-\alpha x} \sin(\beta x + \gamma_2), \quad (2.12)$$

которая указывает на образование быстро затухающих волн.

Решение дифференциального уравнения (2.10) сводится к решению характеристического уравнения

$$\lambda^4 + \frac{12}{EH^3} \cdot \frac{pR}{2} \cdot \lambda^2 + \frac{12}{EH^3} \cdot kW = 0. \quad (2.13)$$

Решение его общеизвестно и дает при подстановке

$$\lambda = \frac{m\pi i}{l}$$

$$p = \left( \frac{m^2 \pi^2 EH^3}{12l^2} + \frac{kl^2}{m^2 \pi^2} \right) \cdot \frac{2}{R}, \quad (2.14)$$

где  $l$  — ширина геосинклинали.

Первые критические значения  $p$  и  $l$ , когда  $m = 1$ , находятся дифференцированием выражения (2.14) и приравнением производной  $dp/dl$  нулю. Это дает

$$p_{1кр} = \frac{2k}{R} \cdot \sqrt{\frac{EH^3}{3k}} \quad (2.15)$$

и

$$L_{1кр} = \frac{\pi}{\sqrt{2}} \sqrt[4]{\frac{EH^3}{3k}}. \quad (2.16)$$

Когда сжимающая сила меньше своего критического значения, для  $L$  будем иметь

$$L = \frac{\pi}{\sqrt{1+z}} \sqrt[4]{\frac{EH^3}{3k}}, \quad (2.17)$$

где  $0 < z < 1$ . При  $z = 1$  формула (2.17) обращается в формулу (2.16).

Заменяя  $k$  ее значением  $k' + \frac{EH}{R^2}$ , формулу (2.17)

можно записать в виде

$$L = \frac{\pi}{\sqrt{1+z}} \cdot \sqrt[4]{\frac{EH^3}{3} \cdot \frac{1}{k' + \frac{EH}{R^2}}}, \quad (2.18)$$

а формулу (2.10) в виде

$$P_{кр} = \frac{2}{R} \cdot \sqrt{\frac{EH^3}{3} \left( k' + \frac{EH}{R^2} \right)}. \quad (2.19)$$

В указанных зависимостях под шириной  $L_{кр}$  прогибов и поднятий мы подразумеваем расстояние между двумя точками перемены знака ординат не по оси абсцисс (горизонтальной проекции балки-коры), а по изогнутой оси балки-коры. Очевидно для малых деформаций разницей между ними можно пренебречь. Для больших деформаций зависимость между истинной шириной прогиба  $L'_{кр}$  и шириной по дуге  $L_{кр}$  можно выразить зависимостью

$$L'_{кр} = \frac{L_{кр}}{1 + \varepsilon},$$

где

$$\varepsilon = \frac{L_{кр} - L'_{кр}}{L'_{кр}}.$$

Вопрос о больших деформациях коры, т. е. о деформациях, имеющих место после потери устойчивости, будет рассматриваться в следующем разделе в связи с проблемой роста и инверсии геосинклинальных прогибов.

Ниже приводим расчеты нагрузок и ширины прогибов и поднятий для момента потери устойчивости коры.

Полагая в формуле (2.19)  $k' = 0$ , получаем

$$P_{кр} = \frac{2EH^3}{R^2 \sqrt{3}}, \quad (2.20)$$

что определяет напряжение потери устойчивости сферической оболочки, покоящейся на неограниченно податливом

основании<sup>1</sup>. Следовательно эту формулу можно применить для вычисления напряжения потери устойчивости коры при симметричном уменьшении объема астеносферы.

Пренебрегая в той же формуле величиной  $\frac{EH}{R^2}$  под корнем приходим к формуле

$$p_{кр} = \frac{2}{R} \sqrt{\frac{EH^3 k'}{3}}. \quad (2.21)$$

Полагая в (2.18)  $z = 0$ ,  $z = 1$  и  $k' = 0$ , приходим к известным для равномерно сжатых пустотелых сферических пологих оболочек формулам

$$L = \frac{\pi \sqrt{RH}}{\sqrt[4]{3}}, \quad (2.22)$$

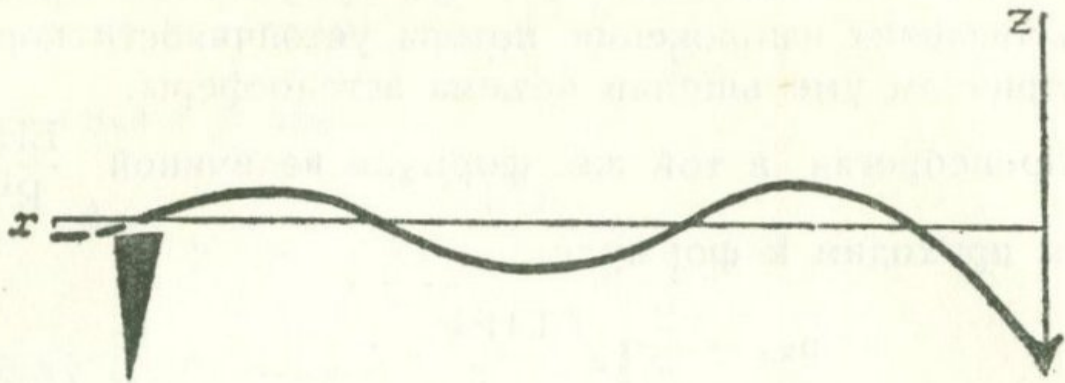
$$L_{кр} = \frac{\pi \sqrt{RH}}{\sqrt[4]{12}}. \quad (2.23)$$

Основываясь на полученных выше зависимостях, попытаемся теперь объяснить наблюдаемые в действительности изгибные деформации земной коры.

Выше было отмечено, что коробление коры происходит в виде волн, которые, вследствие наличия в уравнении (2.12) множителя  $e^{-\alpha x}$ , быстро затухают в направлении менее напряженного края оболочки, причем глубина прогибов возрастает в противоположном направлении (фиг. 6). Размеры ундаций колеблются в очень широких пределах.

По данным геоморфологии, тектоники и гравиметрии наиболее четко выделяется класс прогибов, имеющих ширину порядка 100—200 км. Таковы хорошо известные передовые прогибы Тихоокеанского кольца, Малайского архипелага, Карибского моря, Ферганская котловина, Индо-Гангская депрессия, ныне обращенные прогибы (мегаантиклинории) Альп, Карпат, Большого Кавказа, Эльбурса, Загросса, Анд, Верхоянского хребта, Аппалачей, Каледонид,

<sup>1</sup> В. З. В л а с о в, Общая теория оболочек, М.—Л., 1949.



Фиг. 6. Кривая уравнения типа  $W = ce^{2x} \sin \alpha x$ . Значению  $C$  соответствует отрезок ординаты над осью  $x$ , считая от точки пересечения осей  $z$  и  $x$  (из С. П. Тимошенко).

островные дуги, окаймляющие азиатский материк, и др. (фиг. 7, 8, 9, 10, 11, 12).

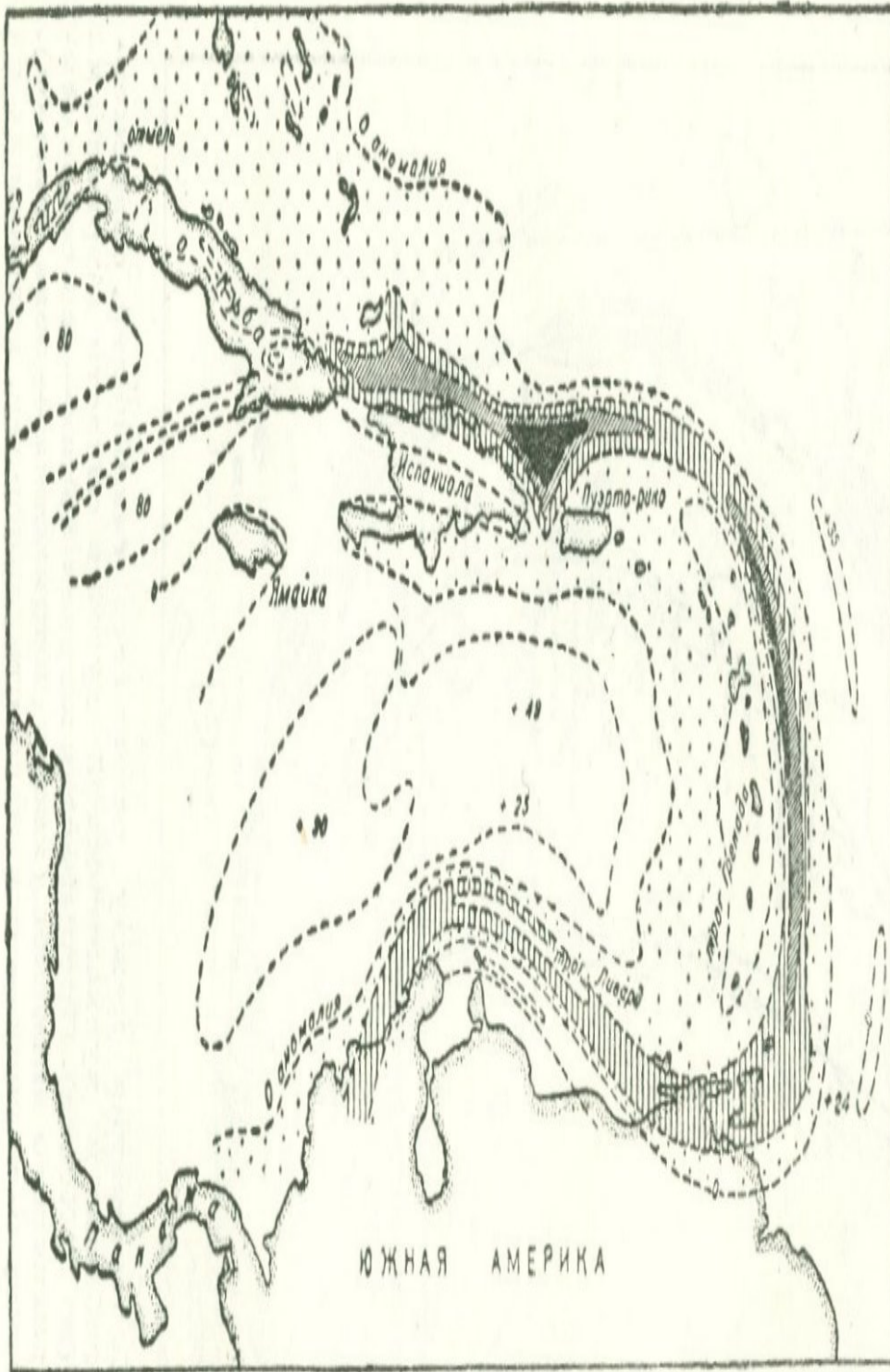
Второй тип прогибов и поднятий включает хорошо фиксированные в складчатых зонах синклинии и антиклинории, имеющие в плане ширину ( $L'$ ) порядка 30—50 км. Они накладываются на прогибы предыдущего класса и характеризуются своим более или менее индивидуализированным ростом в процессе прогибания геосинклиналей (фиг. 13).

Ундации третьего типа, судя по распространению трансгрессивных эпиконтинентальных морей и гравиметрическим профилям, имеют ширину порядка 1000—1500 км. К этому типу можно отнести палеозойские и мезокайнозойские геосинклинальные системы (Средиземноморская, Урало-Тяньшаньская, Кордильерская, Каледонская) вместе со смежными прогнутыми областями платформ, современное Тихоокеанское геосинклинальное кольцо, Внутриамериканский вал и прогнутые зоны по обе стороны последнего. По В. А. Магницкому, к этому типу относится на основании гравиметрических данных также Индийская платформа, где параллельно Гангской депрессии к юго-западу от нее выделяется крупный гравитационный вал шириной порядка 1000 км, при максимальном значении аномалии около +40 мгал, который И. Гленни<sup>1</sup> рассматривает как крупного радиуса положительный изгиб коры. Указанный класс крупных ундаций

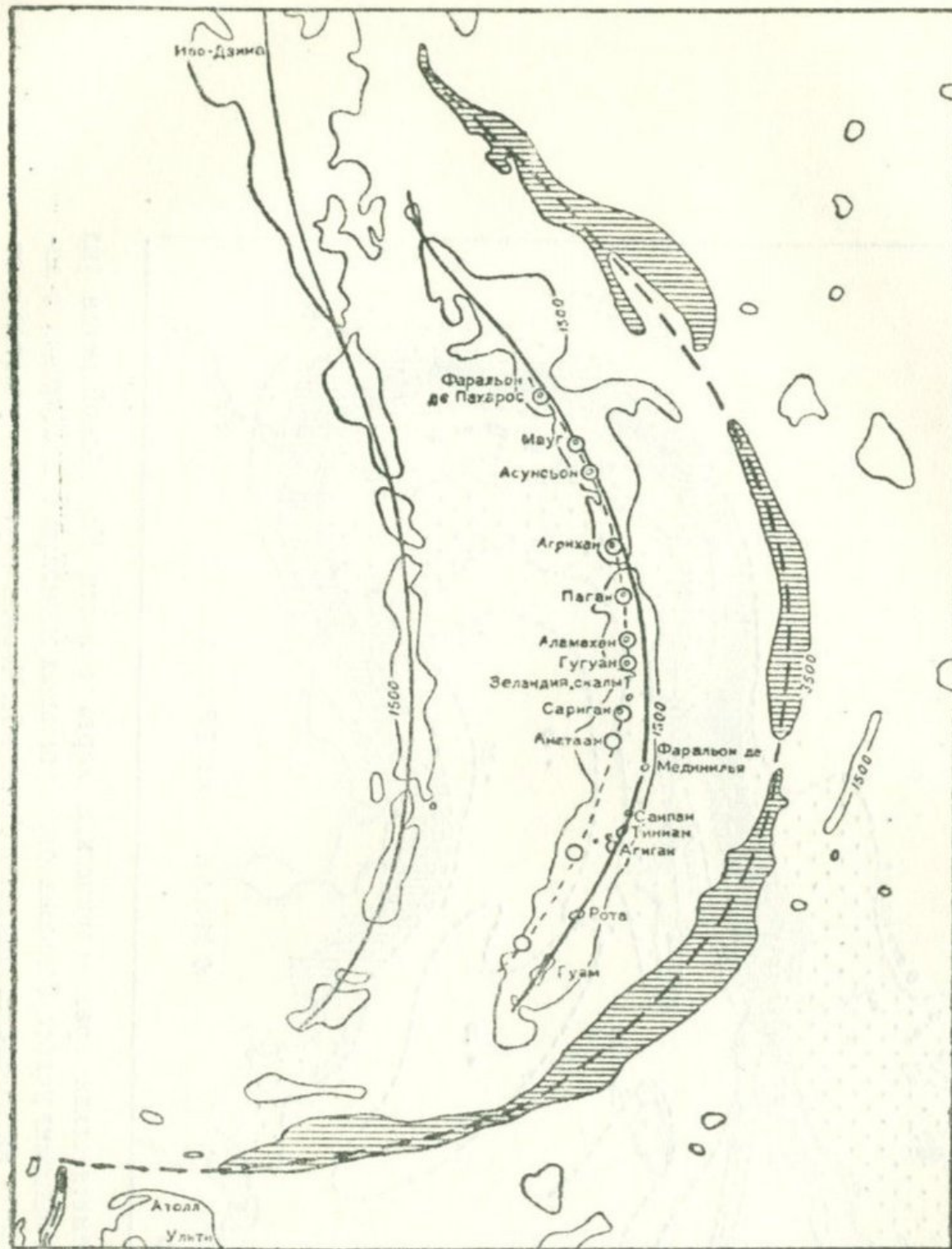
<sup>1</sup> I. Glennie, The depth of the Gangetic and Guddapah downwarps in India. Beitr. z. angewandten Geophys., IV, 3, 1937.



Фиг. 7а. Соотношения между тектоническими, гравитационными и вулканическими линиями в северо-восточной части Индийского океана. Ось современного тектонического прогиба длиной 8000 км и шириной 200 км (половина расстояния между осями смежных гравитационных максимумов) совпадает в общем с осью гравитационного минимума; осевая полоса зоны местами отмечена растущей кордильерой островов (Тимор, Никобарские, Андаманские и др.), могущей указывать на переход прогиба в новую эйлеровую форму равновесия (от  $m = 1,2$  к  $m = 3$ ). Линия гравитационного максимума совпадает с осью вулканической деятельности и осью островных мегаатиклинориев, возникших на месте прогиба типа современного путем его инверсии.

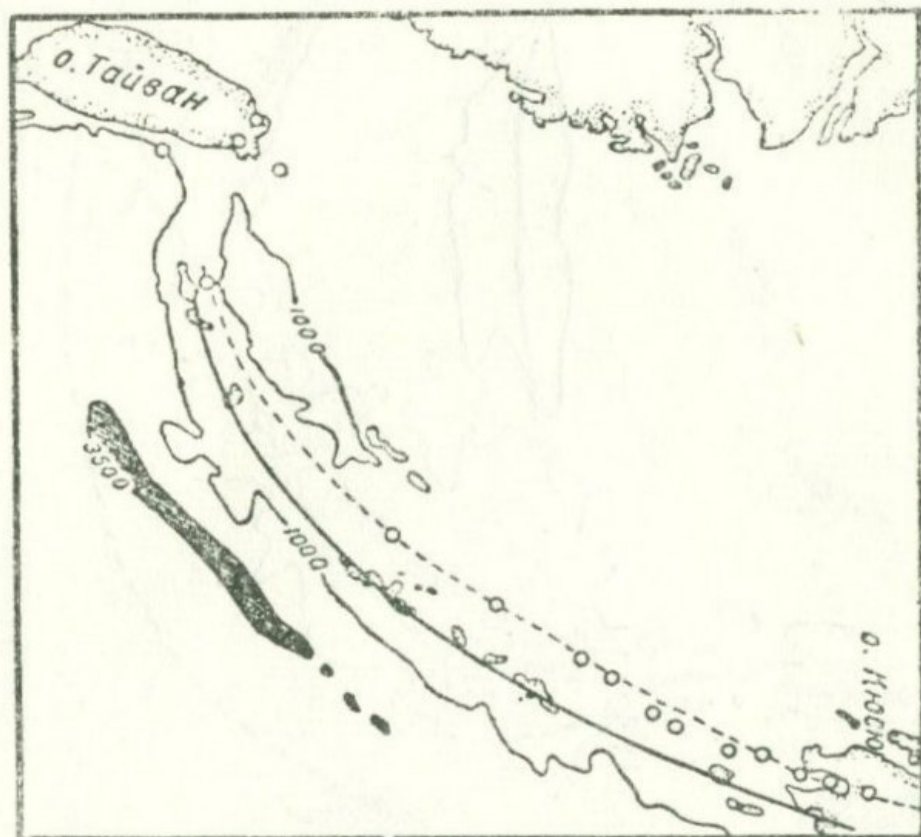


Фиг. 76. Схематическая гравиметрическая карта области Карибской петли (из Г. Хесса). Заштрихована полоса больших отрицательных аномалий, совпадающая с зоной современного интрагеосинклинального прогиба. Черная окраска — участки с отрицательными аномалиями менее  $-250$  мгал.



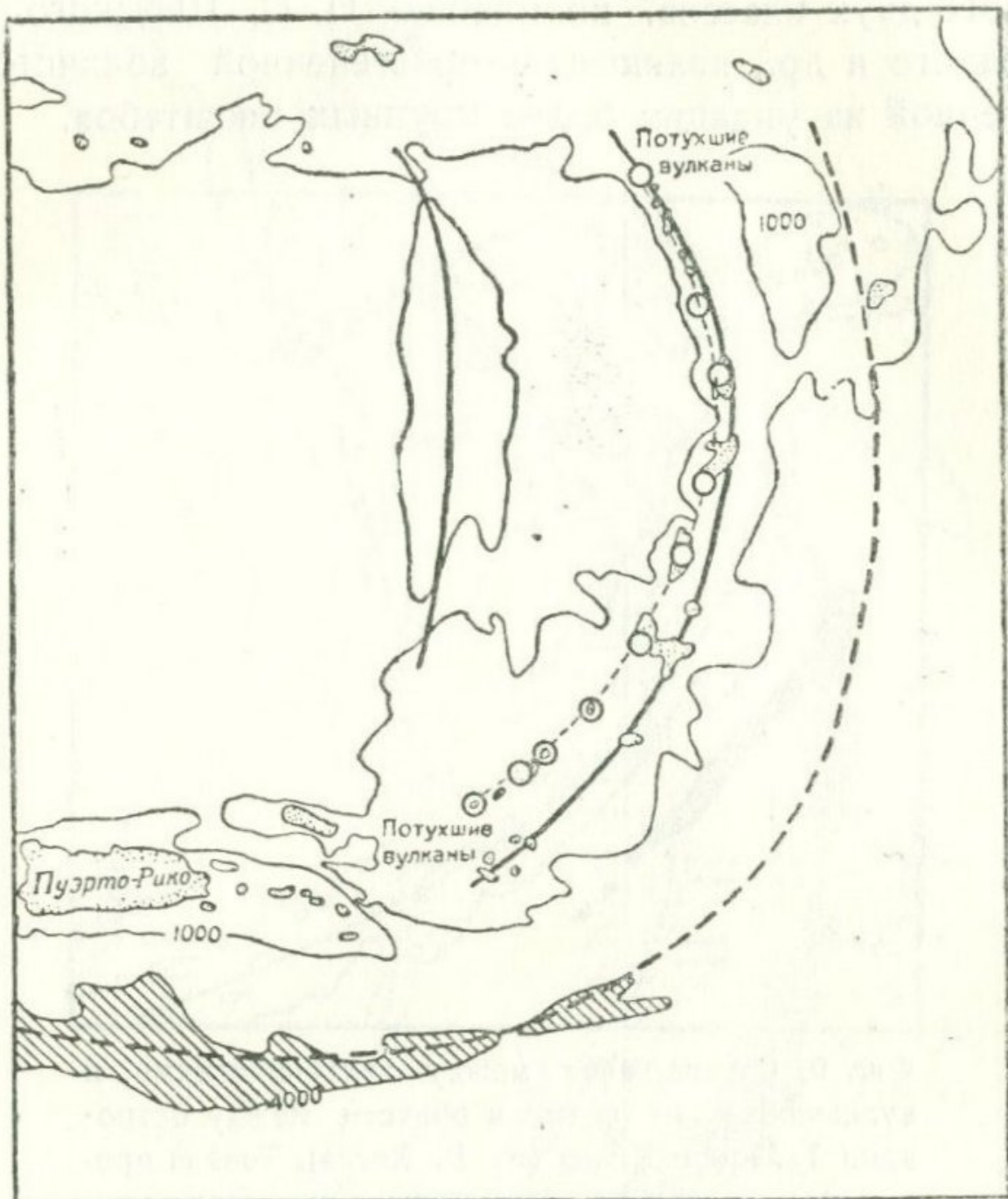
Фиг. 8. Соотношения между осями геоантиклиналей, современными прогибами и вулканической дугой в области Марианских островов (из Г. Хесса). Прерывистая жирная линия—ось современного Марианского прогиба (косая штриховка — зона прогиба), сплошные жирные линии — оси мегаантиклинориев, возникших на месте прогибов типа Марианского путем их инверсии, тонкая прерывистая линия с белыми кружками — линия вулканической деятельности. Расстояние между тектоническими осями 150—250 км. Предполагается, что до инверсии между осями указанных мегаантиклинориев располагалось центральное поднятие, обратившееся после инверсии смежных прогибов в зону прогибания.

коры имеет очевидно планетарный масштаб. Ундации предыдущих двух классов, по мнению Н. С. Шатского, В. А. Магницкого и др., являются второстепенной волнистостью, наложенной на ундации более крупных масштабов.

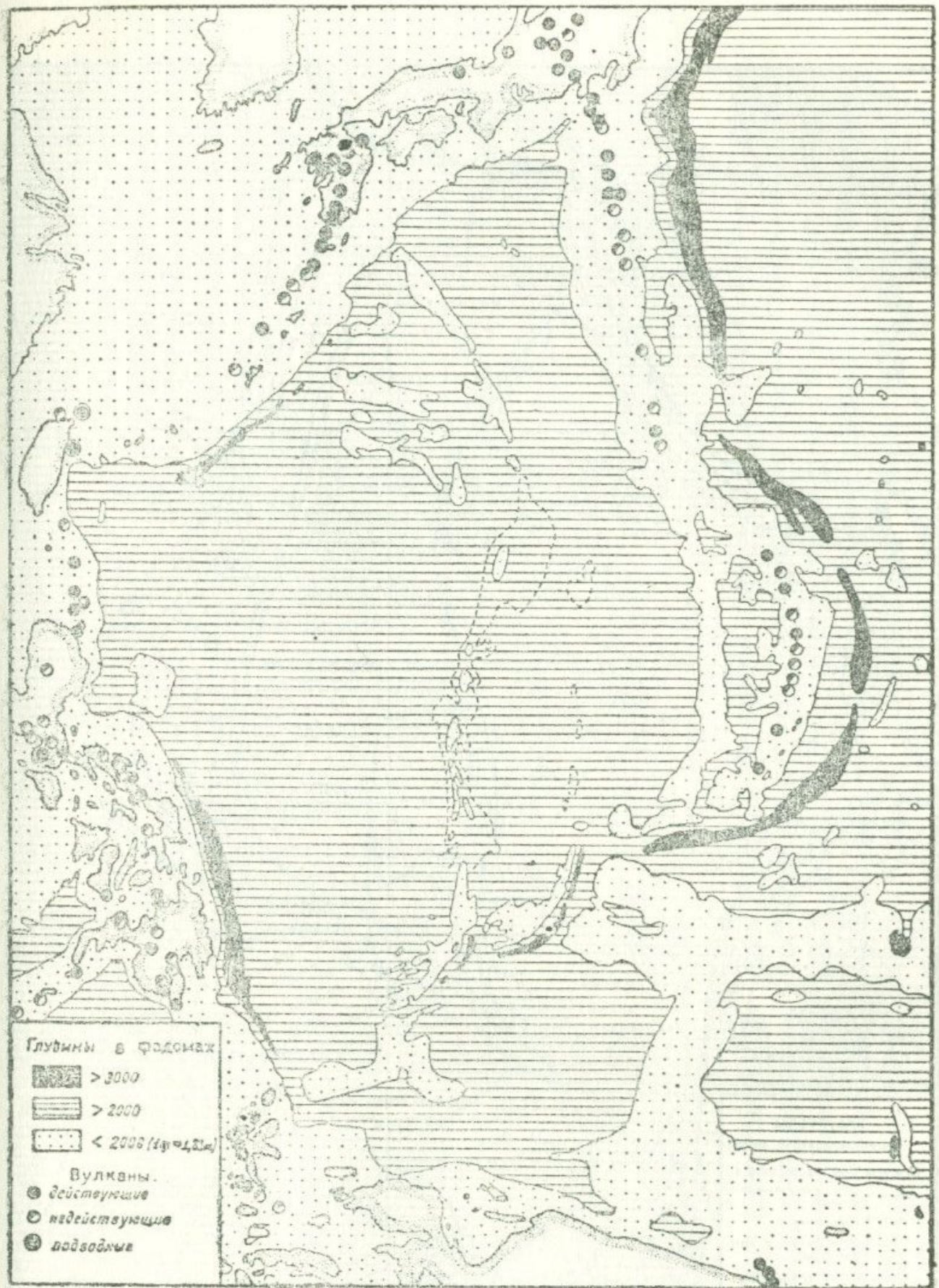


Фиг. 9. Соотношение между тектоническими и вулканическими осями в области между островами Тайвань и Кюсю (из Г. Хесса). Тонкая прерывистая линия с белыми кружками — линия вулканической деятельности, сплошная жирная линия — ось мегаантиклинория, густая косая штриховка — зона современного прогиба. Расстояние между тектоническими осями порядка 150 км.

Согласно формуле (2.23), ширина прогибов зависит от модуля упругости, коэффициента Пуассона, мощности и радиуса кривизны коры и величины жесткости основания. Последняя равняется разности удельных весов подкоровых магматических масс и покрывающих кору гидростатически распределенных масс (воздуха — в континентальных условиях, воды — в подводных условиях или несцементированных осадков в областях аккумуляции).

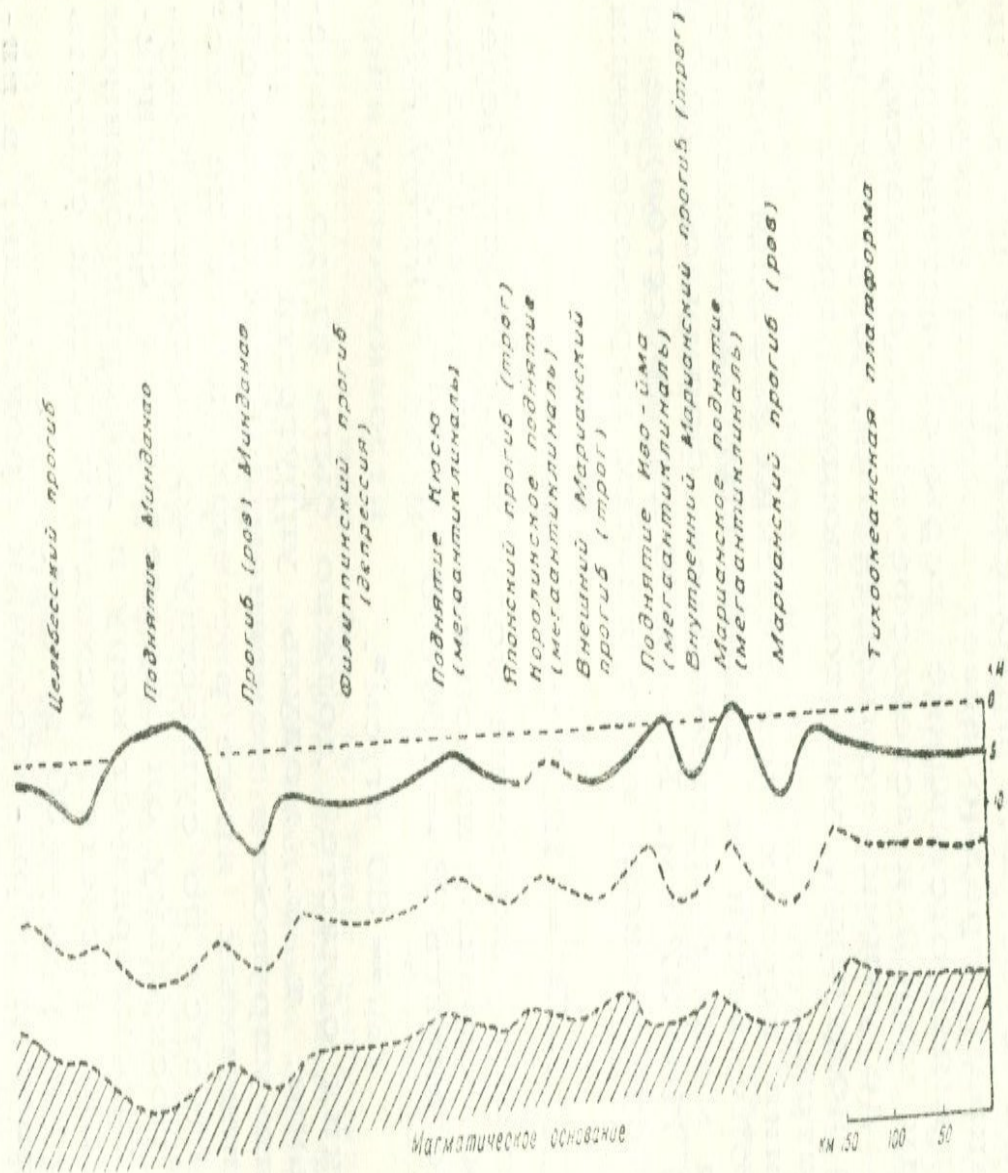


Фиг. 10. Соотношения между осями мегаантиклинориев, современного прогиба и вулканической линией в области Малой Антильской дуги (из Г. Хесса). Прерывистая жирная линия — ось современного прогиба (густая косая штриховка — часть зоны прогиба с большими отрицательными аномалиями), сплошные жирные линии — оси мегаантиклинориев, возникших на месте прогибов типа современных; тонкая прерывистая линия с белыми кружками — линия вулканической деятельности. Расстояние между тектоническими осями 150—270 км. Предполагается, что до инверсии между прогибами, на месте которых возникли указанные мегаантиклинории, располагалось центральное поднятие, которое после инверсии прогибов обратилось в зону погружения.



Фиг. 11. Схема расположения молодых тектонических прогибов (черная окраска) и зон вулканической деятельности (гирлянды кружков) в Филиппинском бассейне (по Г. Хессу). Средняя ширина отдельных тектонических прогибов 150—200 км. Глубина прогибов, считая от уровня моря, более 5475 м.





Фиг. 13. Схематический тектоно-топографический профиль в направлении от острова Минданао к Марианскому тектоническому прогибу (сплошная жирная линия). Жирной пунктирной линией показаны предположительные структурные линии коры, косая штриховка — магматическое основание. Ширина отдельных прогибов порядка 60 км (половина расстояния между двумя смежными гребнями). Профиль в грубых чертах иллюстрирует волнообразный характер коробления коры.

Основное затруднение в определении ширины прогибов (поднятий) и критической нагрузки, под действием которой они образуются, заключается в определении значения жесткости (модуля) основания. При уменьшении радиуса астеносферы модуль субстрата приближается к нулю, поскольку этот механизм предполагает в момент потери устойчивости (коробления) отставание коры от астеносферы. Пространство между корой и астеносферой заполняется, как отмечалось выше, летучими компонентами, образующими под корой газовую подушку, уничтожающую трение между корой и субстратом.

Для определения первых критических значений напряжения потери устойчивости и длины получающихся при этом полуволн, мы можем пользоваться формулой (2.23). Подставляя в (2.23)  $H = 37$  км,  $R = 6350$  км (расстояние от центра планеты до срединной поверхности коры-оболочки) получаем

$$L_{кр} = 1200 \text{ км.}$$

Для определения  $r_{кр}$  значение модуля упругости берем равным  $750000 \text{ кг/см}^2$ , характеризующим континентальное полушарие коры. Подстановка  $E = 750000 \text{ кг/см}^2$  в (2.20) дает

$$r_{кр} = 30 \text{ кг/см}^2.$$

Для океанических областей должно быть взято значение  $r_{кр}$  вдвое больше, т. к. модуль упругости для них вдвое больше модуля упругости континентальных областей. Отметим, что в приводимых ниже расчетах значение модуля упругости  $E$  является по существу не модулем Юнга, а модулем Кармана, поскольку он определен из сейсмических наблюдений и характеризует кору в деформированном состоянии. В дальнейших расчетах исходным будем считать значения  $L_{1кр} = 1200$  км,  $r_{1кр} = 30 \text{ кг/см}^2$ .

Потеря устойчивости коры-оболочки происходит в виде серии волн, характеризуемых уравнением (2.12). Число полуволн  $m$ , накладывающихся на первую основную полуволну ( $L = 1200$  км), определяется из известной зависимости

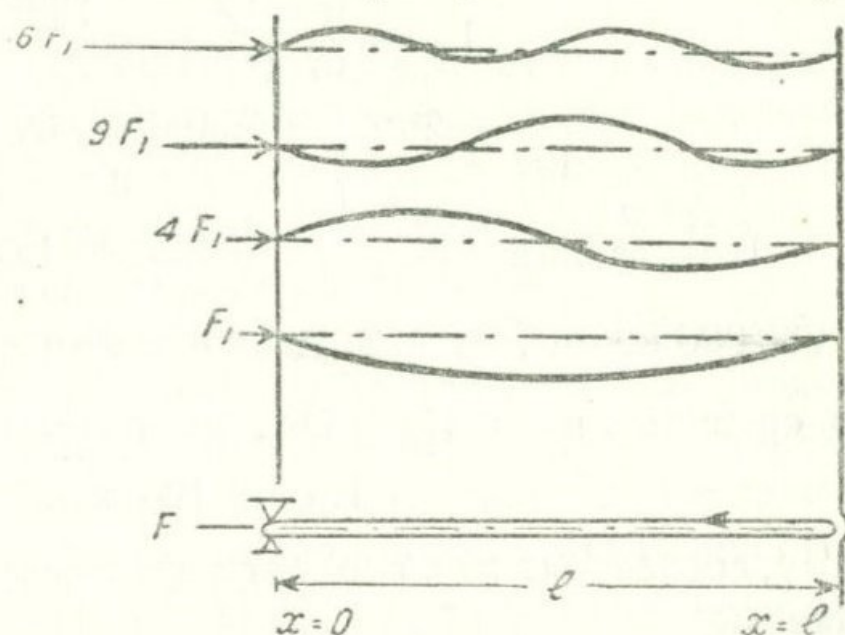
$$m^2(1+m)^2 = \frac{12kL^4}{\pi^4 EN^3} \quad (2.24)$$

Первая критическая нагрузка —  $P_{1кр}$ , согласно (2.14), отвечает тому минимуму силы, который обеспечивает устойчивый изгиб коры. Теоретически после  $P_1$  должен следовать ряд критических нагрузок  $P_m$ , располагающихся в интервале от  $P_1$  до  $P_m = \sigma_s$ , каждой из которых соответствует своя собственная форма изогнутой оси с произвольными амплитудами волн. Равновесное состояние коры, соответствующее высшим не минимальным значениям  $P_{кр}$ , называется состоянием безразличного равновесия. После потери устойчивости при  $P_1$  и нарастании силы

до  $P_{max}$  на основную волну, соответствующую нагрузке  $P_{m-1}$ , последовательно накладываются новые более узкие волны (см. фиг. 14) до тех пор, пока  $P$  не достигает разрушающего предела. В теории устойчивости доказывается, что возникновение указанных высших форм продольного изгиба возможно в особых условиях, когда при изгибе плиты (оболочки) накладываются дополнительные связи, препятствующие нарушению прямолинейной формы равновесия. Такой „дополнительной“ связью для коры является упругое магматическое основание.

Согласно формуле Эйлера

$$P_{кр} = \frac{2\pi^2 m^2 EN^3}{12L^2_{кр}} \cdot \frac{2}{R} \quad (2.25)$$



Фиг. 14. Типы выпучивания балки с осевой нагрузкой, даваемые формулой Эйлера. Без добавочной связи возникает только первый тип (первый снизу, отвечающий критической нагрузке  $P_1$ ). Остальные типы образуются при наличии сопротивлений (например, упругого основания), поддерживающих прямолинейную форму балки после достижения наименьшей критической силы  $P_1$ .

на указанные выше крупные прогибы шириной  $L = 1200$  км должны накладываться при дальнейшем нарастании изгибающих сил разнообразные прогибы и поднятия меньшей ширины, число которых равняется  $m$ .

Согласно формуле (2.18), при  $m = 1$  прогибы и поднятия наименьшей ширины должны получаться тогда, когда модуль субстрата  $k$  достигает разности удельных весов субстрата и покрывающих кору гидростатически распределенных масс ( $D_2 - D_b$ ).

Для общего случая  $m = 1, 2, 3$  формулы (2.18) и (2.19) запишутся так:

$$L_m = \frac{\pi}{m} \sqrt[4]{\frac{EH^3}{12(D_2 - D_b)}}, \quad (2.26)$$

$$p_m = \frac{2m^3}{R} \sqrt{\frac{EH^3(D_2 - D_b)}{3}}. \quad (2.27)$$

Подставляя  $D_2 - D_b = 3,32 - 1,03 = 2,29$  кг/см<sup>3</sup>,  $E = 750\,000$  кг/см<sup>2</sup>,  $H = 37$  км и пренебрегая величиной  $\frac{EH}{R^2}$  по сравнению с  $D_2 - D_b$ , получаем при  $m = 1$

$$L_{1кр} = 190 \text{ км,}$$

чему, согласно (2.27), соответствует напряжение потери устойчивости

$$p_{1кр} = 725 \text{ кг/см}^2.$$

Таким образом, при контракции на первоначальные прогибы коры шириною 1200 км накладываются в интервале напряжений от 30 кг/см<sup>2</sup> до 725 кг/см<sup>2</sup> прогибы и поднятия шириною 190 км, причем интересно отметить, что кора-оболочка с естественной своей кривизной переходит в горизонтальную плиту при амплитуде прогиба в 800 м (при ширине прогиба  $L = 200$  км).

Указанный выше второй класс прогибов коры, обнимающий современные передовые прогибы и мегаантиклинории, возникшие на месте интрагеосинклиналей (типа Большого Кавказа, Урала и др.) и имеющие ширину порядка 150—200 км, укладываются полностью в рамки прогибов, определяемых формулой (2.18).

При дальнейшем нарастании сил на прогибы и поднятия шириною 190 км должны накладываться новые прогибы и поднятия. При  $m = 2$  прогиб такой ширины распадается на две полуволны (одно поднятие и один прогиб) шириною около 100 км. Согласно пропорции

$$\frac{L_{1кр}}{L_{1мкр}} = \sqrt{\frac{\rho_{мкр}}{\rho_{1кр}}} = m, \quad (2.28)$$

указанные прогибы и поднятия шириною 100 км возникают при критическом напряжении  $2900 \text{ кг/см}^2$ , т. к.  $\rho_{1кр}$ , отвечающее прогибам шириною 200 км, для которых  $m = 1$ , равняется  $725 \text{ кг/см}^2$ .

Для сравнения можно указать, что радиальное напряжение, вызванное вулканическим сооружением Мауна-Лоа, имеющем размеры 120 км в поперечнике на дне моря, 8 км у кальдеры, высоту 8 км, плотность  $2,85 \text{ г/см}^3$ , уклоны на склонах  $6-8^\circ$ , составляет около  $2000 \text{ кг/см}^2$ .

Согласно пропорции (2.28), при  $m = 3$  на прогибы шириною 150—200 км должны накладываться два краевых прогиба и одно центральное поднятие (или наоборот) шириною 50—65 км каждое. Возникновение таких прогибов и поднятий, согласно (2.36), возможно при критическом напряжении  $\rho_{кр} = 6500 \text{ кг/см}^2$ . При  $m = 4$  потребуется напряжение в  $11600 \text{ кг/см}^2$ , что превышает разрушающее напряжение коры, определяемое из (1.28). Следовательно в основных устойчивых прогибах коры шириною 150—200 км могут возникнуть максимум три полуволны шириною порядка 50—65 км каждая. Наложение более мелких прогибов и поднятий (шириною 20—25 км и меньше) на прогибы последнего класса представляется возможным в чисто пластической или вязко-пластической области деформации коры.

Во всех приведенных выше расчетах мы рассматривали деформации коры под действием равномерно распределенной поперечной нагрузки и для критических ее значений получили  $\rho_{1кр} = 725 \text{ кг/см}^2$ ,  $\rho_{2кр} = 2900 \text{ кг/см}^2$ ,  $\rho_{3кр} = 6500 \text{ кг/см}^2$ .

Для сферических оболочек малого радиуса теория Сен-Венана позволяет систему радиальных сил  $p$  свести к стати-

чески ей эквивалентной силе  $F_x$ , направленной вдоль срединной поверхности коры-оболочки, т. е. положить

$$p = \frac{2F_x}{R} = \frac{2H\sigma_x}{R}.$$

После такой замены формула

$$p_m = \frac{2m^2}{R} \cdot \sqrt{\frac{EH^3k}{3}}$$

запишется так:

$$\sigma_{xкр} = m^2 \sqrt{\frac{EHk}{3}}.$$

Согласно этой формуле, случаю  $p_{1кр} = 725 \text{ кг/см}^2$  ( $m=1$ ) будет соответствовать  $\sigma_{1кр} = 58\,000 \text{ кг/см}^2$ , случаю  $p_{2кр} = 2900 \text{ кг/см}^2$  ( $m=2$ ) —  $\sigma_{2кр} = 232\,000 \text{ кг/см}^2$ , а случаю  $p_{3кр} = 6500 \text{ кг/см}^2$  ( $m=3$ ) —  $\sigma_{3кр} = 522\,000 \text{ кг/см}^2$ ; в то время как материал коры, согласно формуле (1.28) и экспериментальным данным, может нести ориентированное давление всего  $10\,000 \text{ кг/см}^2$ . Отсюда следует неправомочность отождествления  $\sigma_x$  сжимающему тангенциальному напряжению в случае тонких оболочек типа земной коры, что согласуется с приведенным выше положением о неоднозначности решения уравнения (2.6) для  $\sigma_x$ .

Характеризуя возможность образования прогибов и поднятий числом  $m=2, 3, 4, \dots$  на фоне прогибов шириною  $200 \text{ км}$  ( $m=1$ ), необходимо напомнить, что возникновение таких предполагает по существу увеличение в  $m$  раз жесткости (модуля) магматического субстрата. Для случая  $m=1$ ,  $L_1 = 200 \text{ км}$  жесткость субстрата мы приняли равной плотности оливинового вещества ( $k = 3,32 \text{ г/см}^3$ ) в предположении, что оно при соответствующем изгибе коры деформируется как жидкое вещество (для воды принимается  $k = 1 \text{ г/см}^3$ ). Поскольку в случае земной коры возникают прогибы и поднятия, отвечающие указанным случаям  $m=2$ ,  $m=3$ , то следует полагать, что после потери устойчивости при  $m=1$  под давлением прогибающейся коры жесткость подкорковых масс постепенно увеличивается. Равным образом

следует полагать, что жесткость этих масс уменьшается в зонах поднятий коры.

Для сравнения отметим, что для грунтов средней плотности принимается  $k = 0,5—5$  кг/см<sup>3</sup>, для плотных грунтов  $k = 5—10$  кг/см<sup>3</sup>, для бетона  $k = 800—1500$  кг/см<sup>3</sup>.<sup>1</sup>

Указанные выше значения напряжения потери устойчивости все оказались меньше предела упругости коры  $\sigma_s$  (10 000 кг/см<sup>2</sup>).

С. П. Тимошенко (цит. соч.), ссылаясь на экспериментальные данные, указывает, что в ряде случаев пластины и оболочки, не разрушаясь, обнаруживают за пределом текучести способность нести на себе нагрузку, во много раз превышающую первую критическую нагрузку (стр. 352). Кроме того, он указывает: „Чтобы получить сжимающую нагрузку на стержень, большую той, которая соответствует пределу текучести, необходимо предотвратить стержень от бокового выпучивания при достижении напряжением предела текучести путем устройства поперечной связи. Тогда за пределом текучести материал упрочняется“ (там же, стр. 151). Такой поперечной связью в случае земной коры является сплошное магматическое основание, жесткость которого по мере увеличения сжимающих сил последовательно увеличивается.

Таким образом, все приведенные данные позволяют считать, что земная кора обладает значительной несущей способностью и волновые ее деформации происходят в упругой области.

Определенные указания в пользу этого дает также минеральный состав деформированной коры. Установлено, что большинство минералов, составляющих кристаллический фундамент, возникло в процессе его деформации из взаимодействия обычных породообразующих минералов (оливин, пироксен, полевые шпаты и др.). К ним относятся гранаты, эпидоты, хлоритоиды, дистен, ставролит, мусковит и некоторые другие, принимающие широкое участие в строении пород метаморфического фундамента. Вторичное метамор-

---

<sup>1</sup> Н. М. Б е л я е в, Сопротивление материалов, стр. 476, М., 1953.

фогенное происхождение этих минералов усматривается в частности в том, что они включают обломки других минералов, а ведущее значение давления при метаморфизме — в отрицательной разности между молекулярными объемами этих стресс-минералов и тех минералов, из которых они образовались.

Происхождение гранатов, являющихся наиболее характерными из указанных деформационных минералов и кристаллизующихся в кубической системе, представляется схематически таким образом:

оливин + анортит → гранат;

авгит + анортит → гранат + кварц;

анортит + геленит + волластонит → гроссуляр.

Во всех этих случаях молекулярный объем гранатов значительно меньше такового исходных минералов, из которых они образовались под высоким ориентированным давлением.

В противоположность указанным стресс-минералам в сильно деформированных породах отсутствуют такие минералы как лейцит, нефелин, содалит, канкринит, скаполит, и некоторые другие<sup>1</sup>.

При экспериментальном определении разрушающего предела горных пород даже при самых высоких давлениях (опыты Бриджмена, Григгса и др.) и температурах (опыты Адамса и Роша) не отмечены какие-либо минеральные новообразования типа указанных стресс-минералов. Например, неизвестно, чтобы габбро или гранит при пределе разрушения обращались в кристаллические сланцы с характерным парагенезисом указанных стресс-минералов. Равным образом неизвестно, чтобы в нефелиновых породах при напряжении предела текучести или при разрушающем пределе нефелин преобразовался в другие минералы. Отсюда ясно, что кора обладает способностью накапливать ориентированные напряжения, превосходящие напряжения при пределе текучести, определяемые лабораторным способом.

В связи с вопросом о несущей способности коры встает важный вопрос о происхождении разрывных нарушений.

---

<sup>1</sup> Ф. Тернер, Эволюция метаморфических пород, М.—Л., 1951.

В специфическую категорию разрывных дислокаций коры объединяются рифтовые долины, которые, насколько нам известно, имеют ширину в несколько десятков километров. К ним, в частности, относятся зона восточноафриканских рифтовых долин (озеро Альберта — 35—45 км, оз. Танганьика — 40—50 км, Руква 55—70 км), Мертвое море (35 км), залив Акаба (50 км), оз. Ньяса (40—60 км), оз. Рудольфа (55 км), Рейнская рифтовая долина (35—45 км), оз. Байкал (30—70 км), Центральная долина Шотландии (70—80 км).

При волнообразном короблении коры возможно возникновение дизъюнктивных нарушений трех основных типов: трещин растяжения, сдвиговых нарушений и сбросов.

Трещины первого типа должны возникать в наиболее изогнутых зонах коры, где момент осевой силы достигает максимума. Поскольку прогибы максимальны в осевых зонах ундаций, то эти нарушения в виде зияющих трещин должны приурочиваться к осевым зонам соответствующих ундаций. Как увидим ниже, это обстоятельство предопределяет приуроченность офиолитовых поясов и линейных извержений к осевым зонам мегасинклиналей (в случае перерастания зияющих трещин в разломы). Кроме того, вследствие дугообразности плана заложения прогибов и поднятий зияющие трещины должны возникать поперек этих дуг с выклиниванием трещин в направлении от внешней, выгнутой стороны дуги к внутренней, вогнутой ее стороне. Это, в свою очередь, предопределяет приуроченность в определенной мере вулканической деятельности к трещинам этой системы.

Второй тип разрывных нарушений должен развиваться на краях прогнутых зон, где максимальна перерезывающая сила. Этим собственно и объясняется приуроченность подавляющего большинства очагов тектонических землетрясений к краевым зонам прогибов (поднятий). Краевые разломы, ограничивающие рифтовые депрессии коры, на этом основании должны рассматриваться как проявление срезающих усилий.

Возникновение сбросовых нарушений в обычном их понимании и типа блокового оседания представляется возможным в геоантиклинальных арках под действием собственно-

го веса арки. Поскольку кора имеет мозаично-глыбовое строение, неоднородна, одни блоки весят больше других, то при образовании зоны поднятия более тяжелые участки арки под собственным весом будут перемещаться вниз, образуя сбросовые нарушения с одной или со многих сторон, причем перемещение вниз будет обеспечиваться вследствие того, что в зонах поднятий противодействие магматического субстрата на кору меньше давления колонны коры (подробнее см. главу IV).

Рассматриваемые рифтовые образования некоторые исследователи считают провалами, возникшими в осевых полосах сводовых поднятий коры, и сравнивают их с опустившимися замковыми камнями арок, причем в обоснование сводового характера поднятий коры до образования рифтов они ссылаются на тот факт, что поверхность коры падает в стороны от провала. Такова, в частности, область африканских рифтовых долин, которые по новейшим данным геологических исследований возникли еще в миоценовое время<sup>1</sup>. Вслед за А. Холмсом<sup>2</sup>, необходимо, однако, отметить, что уклоны коры в стороны от зон провалов могли возникнуть как в период их образования, так и после. Действительно, если эти провалы представляют собой выродившиеся узкие прогибы коры, разорванные по краям при горизонтальном сжатии коры, то, после образования разрывов, плоскости которых падают вглубь склонов провала, внешние области коры должны надвигаться с одной или с обеих сторон, в зависимости от условий деформаций, на зону провала.

Значительные отрицательные аномалии силы тяжести, характеризующие африканские и им подобные прогибы коры, и положительные аномалии по соседству с ними, а также отсутствие вулканизма непосредственно на линиях разрывов по краям этих провалов показывают, что рифтовые долины этого типа в принципе имеют такое же происхождение, что и обычные волновые прогибы коры (полосы Венинг-Мейнеса), фиксированные в ряде случаев краевыми взбросами. Положение представляется несколько иным для риф-

<sup>1</sup> Dixey F. Erosion and tectonics in the East African Rift system. Quat. Journ. Geol. Soc. № 407, 1946.

<sup>2</sup> А. Холмс, Основы физической геологии. М.—Л., 1949.

товых провалов, обнаруживающих положительные аномалии силы тяжести. Характерным провалом этого типа считается грабен Красного моря. Избыток силы тяжести здесь показывает, что зона Красного моря представляет в целом общее сводовое поднятие коры северо-западного простираения и что замковую полосу поднятия составляет сам морской бассейн. Образование этого провала представляется вполне возможным под собственной тяжестью.

Согласно принципу минимума энергии, коробление коры должно произойти в наименее жестких ее областях, которые, кроме того, ввиду наличия под корой газовой подушки, должны также являться местом концентрации напряжений и развития больших деформаций при дальнейшем нарастании сил. При этом, ввиду быстрого затухания волн, более или менее отчетливое топографическое и гравитационное выражение могут иметь лишь те прогибы и поднятия, которые расположены ближе к наиболее жестким блокам коры.

Попытку объяснить происхождение крупных ундаций коры сделал сравнительно недавно также В. А. Магницкий (цит. соч.). Ревизуя одно из решений уравнения изгибной деформации коры-пластины на упругом основании, данное Ф. А. Венинг-Мейнесом, указанный автор записывает уравнения упругой линии пластины в следующем виде:

$$а) \text{ для случая } z < 1 \quad W = A_1 e^{\frac{\sqrt{1-z}}{2} \cdot \frac{l}{c}} \cdot \cos \sqrt{\frac{1+z}{2}}$$

$$\cdot \frac{l_1+l}{c} + A_2 e^{-\frac{\sqrt{1-z}}{2} \cdot \frac{l}{c}} \cos \sqrt{\frac{1+z}{2}} \cdot \frac{l+l_2}{c},$$

$$б) \text{ для случая } z = 1 \quad W = A_1 \cos \frac{l+l_1}{c} + A_2 l \cos \frac{l+l}{c},$$

$$в) \text{ для случая } z > 1 \quad W = A_1 \cos \left( \sqrt{\frac{z+1}{2}} + \sqrt{\frac{z-1}{2}} \right) \cdot \frac{l+l_1}{c} + A_2 \cos \left( \sqrt{\frac{z+1}{2}} - \sqrt{\frac{z-1}{2}} \right) \cdot \frac{l+l_2}{c}.$$

В этих решениях  $W$  обозначает попрежнему прогибы,  $l$ —координату, направленную вдоль коры-пластины,  $c = \sqrt[4]{\frac{B}{k}}$ ,

$A_1, A_2, l_1, l_2$  — постоянные интегрирования (концевые условия), а параметр  $z = \frac{R\rho_{кр}}{4\sqrt{Bk}}$ .

Первые два решения ( $z \leq 1$ ), так, как они записаны, показывают, что волнообразная деформация коры невозможна без воздействия внешних сил, ибо неограниченное возрастание  $l$  (т. е.  $x$ ) приводит к неограниченно большим прогибам. На этом основании В. А. Магницкий приходит к выводу о невозможности волнообразной деформации коры при  $z \leq 1$ .

Выше было отмечено, что для случая  $z < 1$  волнообразная деформация возможна если длина коры-пластины достаточно большая, т. е. если  $A_1 = 0$ . Это непосредственно следует из решения (а), если положить в нем  $A_1 = 0$ . В этом случае, как известно, принимается, что прогибы на концах равны нулю. Множитель  $e^{-\frac{\sqrt{1-z}}{2}}$  показывает, что при этом волны должны быстро затухать.

Решение для случая  $z = 1$  является по существу частным решением как (а), так и (б). Действительно, подставляя в решениях (а) и (б)  $z = 1$ , получаем

$$W = A_1 \cos \frac{l + l_1}{c} + A_2 \cos \frac{l + l_2}{c}.$$

От решения (б), данного В. А. Магницким, это решение отличается тем, что во втором члене не содержится множителя  $l$ , т. е. прогибы получаются здесь конечными. Полагая, как и выше,  $A_1 = 0$ , получаем  $W = A_2 \cos \frac{l + l_2}{c}$ .

Это хорошо известное уравнение упругой линии волнообразно изогнутой однородной балки бесконечной длины на упругом основании, подверженной одноосному сжатию.

Что касается решения (б), то оно представляет вещественную форму решения (а) при  $z < 1$ , дающее значение  $e$  со степенью в виде комплексного числа.

Полученные выше данные о размерах ундаций, конечно, нельзя стандартизировать. Жесткость изгиба коры  $B$  и модуль субстрата  $k$  меняются как в латеральном направлении, так и в зависимости от времени, особенно при кон-

тракционном механизме деформаций; в ходе деформации возникают различные дополнительные связи (вследствие магматической деятельности, эрозии, аккумуляции и т. д.), которые могут изменять эти результаты в ту или другую сторону. Тем не менее, на данной стадии изученности физических констант коры и подкоровых масс указанные результаты могут нас удовлетворить как некоторые ориентиры для дальнейших более точных исследований.

### 3. Деформация астеносферы

Хотя принятая в приведенных выше расчетах мощность коры в 30—40 км дала удовлетворительные результаты для объяснения наблюдаемых упругих деформаций, тем не менее желательно выяснить как изменятся эти результаты в случае принятия в расчет мощности коры в 700—800 км и более.

Представление о большой мощности коры как твердой оболочки возникло, как известно, на базе изучения глубокофокусных землетрясений. В настоящее время установлено, что:

а) очаги землетрясений возникают на глубинах до 700—800 км, причем некоторые из глубокофокусных землетрясений оказываются разрушительными;

б) очаги глубокофокусных землетрясений приурочиваются к зонам интенсивного проявления нормальных тектонических землетрясений;

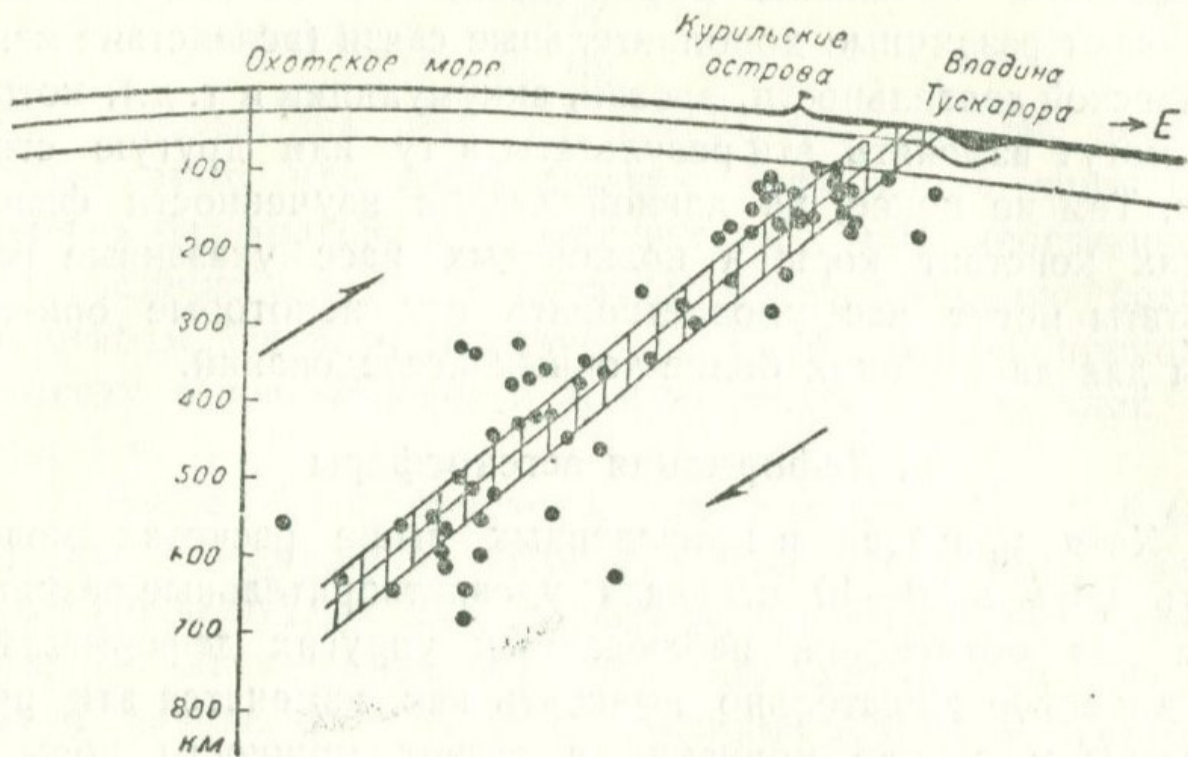
в) зоны глубокофокусных землетрясений и совпадающие с ними зоны тектонических землетрясений представляют уходящие на глубину 500—800 км клиновидные слои, имеющие ширину 50—150 км и угол падения от 20 до 70° (см. фиг. 15, 16, 17);

г) наиболее глубокие землетрясения с очагами глубиной более 200 км приурочиваются к Тихоокеанскому кольцу, где осевые плоскости зон падают вглубь материка<sup>1, 2, 3</sup>.

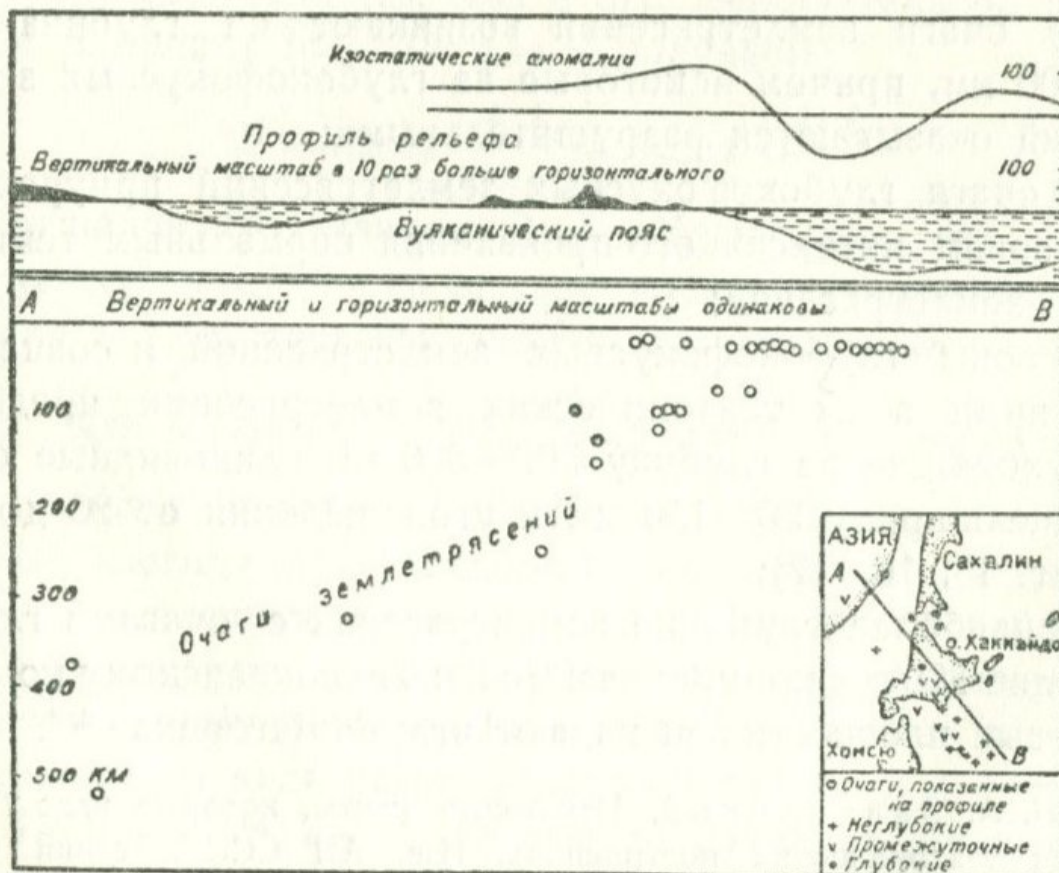
<sup>1</sup> Н. А. Заварицкий, Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1946.

<sup>2</sup> Г. П. Горшков, Землетрясения на территории СССР. М, 1949.

<sup>3</sup> П. Н. Кропоткин, О происхождении складчатости. БМОИП, отд. геол., т. XXV (3), 1950.



Фиг. 15. Схема соотношений между очагами землетрясений, деформациями коры и вулканической активностью в области Курильских островов (по А. Н. Заварицкому, из Е. Ф. Саваренского). Стрелки указывают направление движения масс астеносферы при сдвиге.



Фиг. 16. Схема соотношений между очагами землетрясений, деформациями коры, вулканической активностью и аномалиями силы тяжести на примере области Японии (по Б. Гутенбергу и К. Рихтеру).

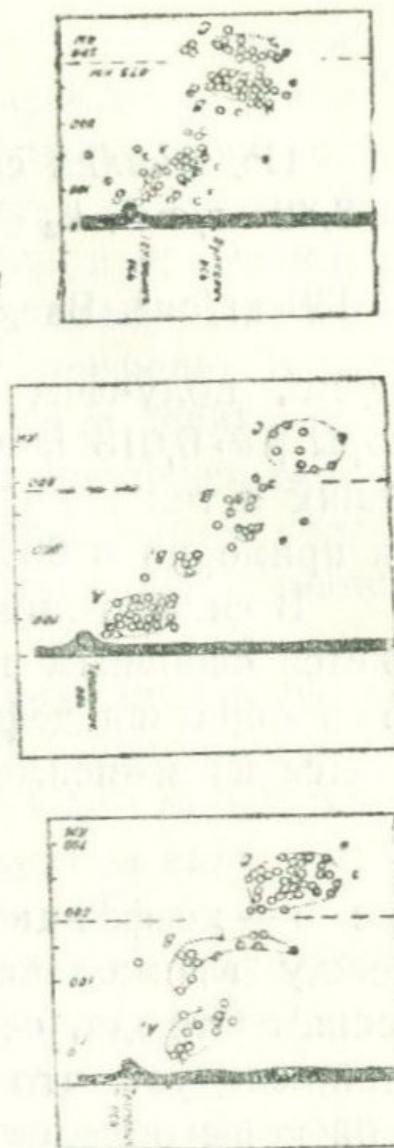
Эти факты доказывают, что, во-первых, остаточные деформации охватывают внешнюю часть тела Земли, по меньшей мере на глубину 800 км, во-вторых, поверхностные слои Земли, мощностью 30—40 км, деформируются по тому же плану, что и более глубокие слои мощностью 700—800 км. Для нас особенно важным является второе положение.

Плоскости, к которым приурочиваются очаги глубокофокусных и тектонических землетрясений, выходят на поверхность внутри рассмотренных выше прогибов второго класса, имеющих ширину в несколько десятков км. К ним, в частности, относятся пояса Венинг-Мейнеса внутри Тихоокеанского кольца, имеющие ширину 100—200 км и характеризующиеся большими отрицательными аномалиями силы тяжести.

Согласно вышесказанному, если „тонкая кора“ (30—40 км) и „мощная“ кора (700—800 км) коробятся по одному плану, то указанные прогибы должны принадлежать одновременно и верхним слоям и более глубоким слоям. Исходя из этого, мы получаем возможность определить величину критического напряжения и модуля упругости также для мощной коры. Пользуясь для этого формулой

$$L_{кр} = \pi \sqrt[4]{\frac{EH^3}{12k}}$$

и введя для параметров тонкой коры обозначения  $E_1$ ,  $H_1$ ,  $k_1$ , а для толстой коры  $E_2$ ,  $H_2$ ,  $k_2$  можем составить пропорцию



Фиг. 17. Взаимоотношения между современными тектоническими прогибами, зонами вулканической деятельности и семействами сейсмических очагов (из Г. Хесса). Верхний рисунок — область прогиба Тускара. Средний рисунок — область между островами Тонга и Кермадок. Нижний рисунок — область между островами Гуам и Хонсю.

$$\frac{E_1 H_1^3}{k_1} = \frac{E_2 H_2^3}{k_2}.$$

Подставляя сюда  $E_1 = 750\,000$  кг/см<sup>2</sup>,  $H_1 = 37$  км,  $k_1 = 3,32$  г/см<sup>3</sup>,  $k_2 = 4,49$  г/см<sup>3</sup>,  $H_2 = 800$  км, получим  $E_2 = 130$  кг/см<sup>2</sup>. Введя параметр  $\beta = \frac{E}{\sigma_s}$  и полагая  $\sigma_s = 10\,000$  кг/см<sup>2</sup>, получаем для тонкой коры  $\beta \approx 75$  и для мощной коры  $\beta = 0,013$  и приходим к выводу, что под действием одних и тех же сил материал толстой коры деформируется примерно в 6000 раз интенсивнее материала тонкой коры.

В физико-химической теории прочности параметр  $\beta$  является основным показателем прочности материала (величина обратная деформации в зависимости Гука) и определяется из зависимости

$$\beta = 4b\gamma_0,$$

где  $b$  — коэффициент пропорциональности,  $\gamma_0$  — расстояние между взаимодействующими центрами в состоянии равновесия<sup>1</sup>. Отсюда, согласно закону распределения погрешностей, следует, что материал тонкой коры и материал толстой коры обладают крайне различными физико-механическими свойствами и поэтому должны различно же деформироваться.

Необходимо отметить, что представление о мощности коры в 700—800 км не является определенным и последовательным, поскольку возникновение на этих глубинах очагов регистрируемых землетрясений еще не означает, что таковые, хотя и меньшей интенсивности, не могут возникать и на гораздо больших глубинах. С другой стороны, это представление не учитывает того факта, что изменения векового хода магнитного поля, обнаруживающие, как уже отмечалось, тесную связь с тектоническими деформациями, обусловлены изменениями, происходящими до глубин порядка  $1/2 R$  и игнорирует также тот факт, что упругие константы материала слоев внешней оболочки и материала внутренней оболочки до глубины 2900 км имеют в об-

<sup>1</sup> П. П. К о б е к о, Аморфные вещества. М. — Л., 1952.

щем один и тот же порядок ( $\mu = 10^{11} - 4 \cdot 10^{12}$  дин/см<sup>2</sup>,  $\nu = 0,27 - 0,3$ ). Различия в агрегатности очевидно значения в данном случае не имеют, поскольку разрывы одинаково возможны как в кристаллической среде, так и в аморфной.

Чтобы устранить указанные противоречия и условность, естественно, конечно, принять, что носителем тектонических деформаций является оболочка (астеносфера) Земли в целом (вместе с тонкой корой) на глубину 2900 км и рассматривать ядро как упругое, самоуплотняющееся основание для астеносферы. Это тем более необходимо и обосновано, если учесть, что свойства вещества на границе астеносферы и ядра меняются скачкообразно — в низах астеносферы плотность вещества, коэффициент поперечного сжатия, модуль сдвига и скорость распространения поперечных волн соответственно равны  $D = 5,68$ ,  $\nu = 0,3$ ,  $\mu = 4 \cdot 10^{11}$  дин/см<sup>2</sup> и  $V = 7,25$  км/сек, а для верхов ядра соответственно  $D = 9,69$ ,  $\nu = 0,5$ ,  $\mu = 0$ ,  $\nu = 0$ .

Согласно теории прочности вещества, высокие значения  $\beta$  указывают на то, что прочность материала обусловлена преимущественно внутримолекулярными химическими силами, а относительно низкие его значения — преобладанием межмолекулярных дисперсионных сил. Поэтому, исходя из приведенных выше значений  $\beta$ , мы должны заключить, что в тонкой коре, обладающей большим модулем упругости и высокой прочностью, преобладают химические связи, а внутри астеносферы почти исключительно дисперсионные связи, из чего следует также заключить, что материал коры состоит из конечного числа пространственных образований (кристаллы), в общей массе которых преобладают химические силы, а материал оболочки — из практически бесконечного числа пространственных образований (магма), в общей массе которых преобладают связывающие их между собой дисперсионные силы.

Насколько нам известно, указанными выше специфическими свойствами обладают аморфные, способные кристаллизоваться полимеры — каучук, резина, бакелит и др., которые, в отличие от твердых пород и др. строительных материалов, имеют при относительно высокой прочности незначительный

модуль упругости (по данным С. П. Тимошенко, резина имеет модуль упругости  $E = 10,5 \text{ кг/см}^2$  и предел разрушения  $\sigma_p = 21 \text{ кг/см}^2$ , т. е.  $\beta \cong 1/2$ ). Ближайшее ознакомление с физико-химическими свойствами резины и каучука показывают, что построенная из них шаровая оболочка может полностью моделировать деформацию интересующей нас мощной коры-оболочки (астеносферы).

Указанные свойства полимеров детально освещены в монографии П. П. Кобеко<sup>1</sup>. Наиболее важными для нас являются следующие данные.

1. Полимеры, представляющие собой в общем аморфные вещества, кристаллизуются по тем же законам, что и жидкости, причем способностью кристаллизации обладают линейные полимеры (резина, каучук и др.) и полимеры, обладающие слабо выраженной сетчатой структурой (количество закристаллизовавшейся массы достигает по экспериментальным данным до 40—60% от общей массы полимера).

2. Кристаллические полимеры обладают значительной пластичностью и по своему габитусу похожи на твердые тела, способные, однако, течь при больших ориентированных давлениях и продавливаться через узкие отверстия (холодное течение).

3. Полимеры не имеют определенной точки плавления и замерзают, обнаруживая непрерывный переход от подвижной фазы к твердой фазе.

4. При механическом воздействии высокой частоты, вследствие механических потерь, имеющих релаксационный характер, полимеры ведут себя как твердые тела, а при низкой частоте — как жидкие тела. Например, полиизобутилен при частоте  $10^5$  герц обнаруживает модуль сдвига  $\mu = 40 \text{ кг/см}^2$  (высокоэластический модуль), а при частоте 10 мегагерц  $\mu = 5,8 \cdot 10^3 \text{ кг/см}^2$  (постоянный модуль упругости).

5. При низких температурах (значительно ниже комнатной температуры) резины превращаются в твердую хрупкую массу, легко растрескивающуюся при ударе, а при

---

<sup>1</sup> П. П. К о б е к о, Аморфные вещества. М. — Л., 1952.

высоких гидростатических давлениях — в роговидную массу (опыты Бриджмена).

6. Под действием внешних сил полимеры обнаруживают три вида деформаций: а) упругую, характерную для обычных твердых тел и развивающуюся со скоростью звука, б) пластическую (вязкое течение) и в) высокоэластическую, приводящую к огромным удлинениям — сжатиям и экспоненциально зависящую от температуры (при низких температурах последний не проявляется), причем первый и третий виды являются обратимыми деформациями (из коих третий по сравнению с первым много больше — в тысячи и более раз).

7. Изменения потенциальной энергии деформации происходят лишь при упругой деформации, не распространяясь на высокоэластическую деформацию, при которой объем образцов, в условиях, не осложненных явлениями кристаллизации, остается постоянным.

8. Высокоэластическая деформация развивается по релаксационному механизму и увеличивается с увеличением абсолютной температуры. В отличие от твердых тел резина выделяет тепло при растяжении и поглощает его при сжатии. Процесс полимеризации усиливается с увеличением давления.

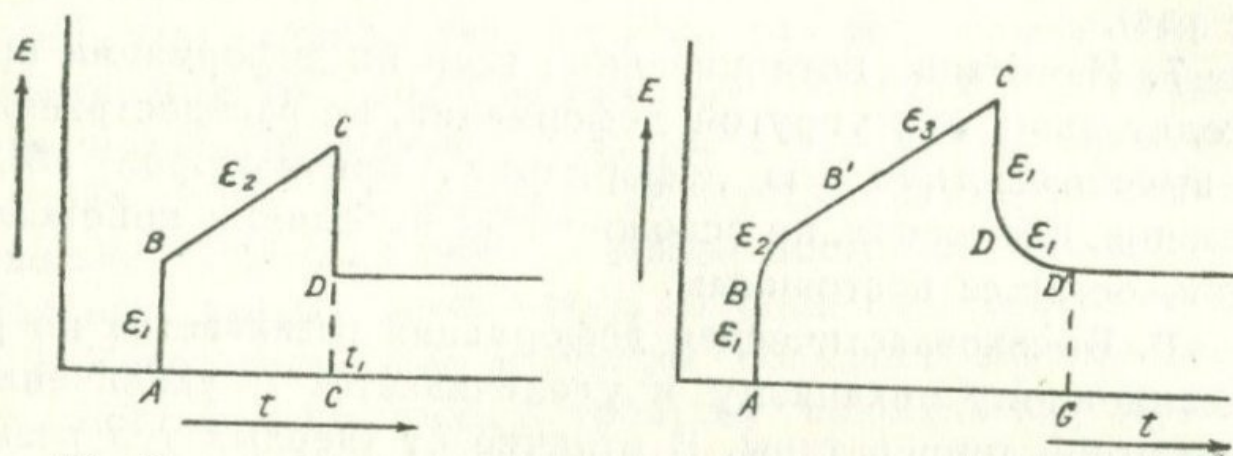
9. Высокоэластическую деформацию в определенных условиях дают кроме полимеров также простые аморфные тела (см. фиг. 18).

10. Зависимость между напряжением, деформацией, временем, вязкостью и модулем сдвига полимеров определяется уравнением

$$\frac{d\sigma}{dt} = \mu \left( \frac{ds}{dt} - \frac{\sigma}{\eta} \right),$$

согласно которому, условию  $\frac{ds}{dt} > \frac{\sigma_p}{\eta}$  ( $\sigma_p$  — предел прочности) отвечает хрупкий излом, а условию  $\frac{ds}{dt} < \frac{\sigma_p}{\eta}$  — пластическое течение, причем, предел прочности их выше предела текучести.

Таким образом, данные геофизики и тектоники о том, что материал подкоровых глубоких слоев Земли (астено-сферы) должен обладать одновременно жесткостью, текучестью, продавливаемостью, прочностью, способностью давать разрывы, аморфно-кристаллическим строением, переменным модулем упругости, находят удовлетворительное объяснение в каучуковой модели оболочки. Моделью для тонкой коры, в соответствии с приведенными выше характеристиками упругих констант, должна служить оболочка типа поликристаллической стальной оболочки, обладающей упрочнением.



Фиг. 18. Слева — диаграмма время-деформация для тел, деформации которых состоят лишь из упругой и пластической частей ( $\epsilon = AB$  — упругая часть,  $\epsilon_2 = BC$  — пластическая часть). Справа — та же диаграмма для простых аморфных тел, близких по своим свойствам к полимерам ( $\epsilon_1 = AB$  — упругая часть деформации,  $\epsilon_2 = BB'$  — высокоэластическая часть деформации,  $\epsilon_3 = B'C$  — пластическая часть деформации). (по П. П. Кобеко).

Кривые деформации ( $\epsilon$ )-время ( $t$ ) показывают (фиг. 18), что для аморфных веществ они состоят, как выше отмечалось, из упругой, высокоэластической и пластической областей. Формоизменение для данных материалов наступает, следовательно, на границе упругой и высокоэластической областей, которые обе относятся к обратимым деформациям.

Ввиду указанных выше резких различий в поведении и свойствах материалов тонкой коры и оболочки, мы можем, таким образом, рассмотреть кору (стальную оболочку в модели) как самостоятельную оболочку, деформирующуюся на самостоятельно деформирующейся каучуковой оболочке, что, очевидно, не исключает общности плана их

деформации. Необходимость такой постановки вопроса усугубляется еще тем, что в недеформированной модели планеты — „газовое жидкое ядро — каучуковая оболочка — стальная кора-оболочка“, в условиях гидростатического равновесия поверхностный слой каучуковой оболочки находится под давлением вышележащей колонны коры в виде сжатой пружины. При малейшей разности в сторону большей устойчивости коры объем указанного слоя в прогибающихся зонах астеносферы должен увеличиваться (разгрузка пружины) и уменьшить противодействие на кору, т. е. уменьшить модуль субстрата. Обратные соотношения должны наблюдаться в зонах поднятий.

Условием взаимного равновесия оболочки и коры является равенство критических нагрузок потери устойчивости

$$P_1 = P_{11},$$

а условием отставания коры от оболочки — неравенство

$$P_1 > P_{11}.$$

Вследствие дисперсионного (или ионно-дисперсионного) характера сил, действующих между макромолекулами масс, слагающих астеносферу, при отставании коры ( $P_1 > P_{11}$ ) в прогибах астеносферы должно иметь место расширение подкоровых масс в восходящем направлении, а в областях поднятий — сжатие и уменьшение их объема, т. е. увеличение модуля субстрата в областях поднятий и уменьшение — в областях прогибаний оболочки. В силу этих изменений, как явствует из уравнения (2.10) и закона Архимеда, деформации тонкой коры должны концентрироваться в тех ее областях, которые располагаются над прогнутыми областями оболочки. Вероятно, в этом заключается общность плана деформации коры и оболочки и приуроченность глубокофокусных и нормальных тектонических землетрясений к единым зонам.

После коробления астеносферы и увеличения напряжения в коре до величины, даваемой формулой (2.27), произойдет погружение и коробление ее в пределах, главным образом, областей погружения астеносферы. Процесс этот будет сопровождаться переуплотнением подкоровых

масс и их латеральными перемещениями, диктуемыми волнообразным характером деформаций коры.

Все это вносит определенные осложнения в принятые выше уравнения для коробления коры, но учет их в названных уравнениях не представляется пока возможным.

Таким образом, мы приходим к выводу, аналогичному выводу А. Н. Заварицкого (цит. соч.) о том, что тектоника тонкой коры, называемая им альпийской тектоникой, отражает глубинную тектонику, тектонику оболочки. В этом же смысле следует интерпретировать результаты обстоятельных исследований Н. С. Шатского<sup>1</sup> о существовании глубоких дислокаций, охватывающих одновременно и геосинклинали и платформы, а также данные А. В. Пейве о глубинных разломах<sup>2</sup>.

#### 4. Некоторые особенности деформации коры

Коробление коры, согласно уравнению (2.12), характеризуется быстро затухающими волнами. Можно было бы думать, что при дальнейшей деформации прогибы и поднятия должны соизмеримо расти как вниз, так и вверх, в том же виде, что и в момент потери устойчивости. В действительности имеет место другой ход выпучивания. Согласно энергетическому выражению закона Архимеда

$$\frac{U_1}{U_2} = \frac{D_1}{D_2 - D_1},$$

обращенные вниз волны на свое дальнейшее погружение расходуют количество энергии  $U_2$ , пропорциональное величине  $D_2 - D_1 = (3,32 - 2,75)$ , а поднятия — количество  $U_1$ , пропорциональное величине  $D_1 = (2,75)$ , т. е. зародышевые поднятия на свой дальнейший рост требуют энергии в 5—6 раз больше, чем прогибы. Отсюда следует, что в стадию деформации, следующую за стадией зарождения волновых

<sup>1</sup> Н. С. Шатский, О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и геосинклинали. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.

<sup>2</sup> А. В. Пейве, Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1945.

прогибов и поднятий, интенсивно будут деформироваться лишь прогибы.

Этим следует объяснить тот факт, что области коры с большими отрицательными аномалиями силы тяжести вытянуты в виде узких (100—200 км) стройных, хорошо очерченных поясов, а области положительных аномалий, отвечающие положительным ундациям коры, выражены преимущественно в виде больших бесформенных полей. Этот факт подчеркнут также в работе Ф. А. Венинг-Мейнеса (цит. соч.), однако интерпретируется им под углом зрения гипотезы конвекционных токов.

Таким образом, в разобранных выше случаях, за исключением маловероятного, с точки зрения контракционной теории, случая  $D_2 \leq D_1$ , астеносфера и кора испытывают латеральный изгиб таким образом, что деформации концентрируются почти исключительно в прогнутых зонах, в отношении которых дополняющие зоны волновых поднятий ведут себя как пассивные, неспособные к значительному самостоятельному росту структуры. Указанное положение предполагает по тем же мотивам разрушение оболочки и коры путем пластического течения в прогнутых зонах.

Как отмечалось выше, при латеральном изгибе коры максимальные перерезывающие усилия развиваются в краевых зонах волновых прогибов и поднятий. В условиях астеносферы, которую мы можем рассматривать как однородную неизотропную среду, не меняющую в окружном направлении свою жесткость, разрывные взбросовые нарушения должны приурочиваться исключительно к краевым зонам прогибов. То же самое должно иметь место в коре при однородном ее строении. Отклонения возможны вследствие мозаичного — глыбового строения коры, но тем не менее большие значения

$\frac{D_1}{D_2 - D_1}$  указывают на то, что и при неоднородном строении коры сдвиги должны возникать преимущественно в краевых зонах прогибов. Приуроченность глубинных разломов к краям геосинклинальных и интрагеосинклинальных зон и к краям рамповых прогибов служит очевидным доказательством данного положения.

В литературе неоднократно указывалось (В. А. Магницкий, П. Бриджмен, Д. Григгс, Б. Гутенберг и др.) на невозможность длительного существования разломов, пронизывающих кору и тем более астеносферу, ввиду большого гидростатического давления, приводящего к быстрому затягиванию трещин. На этом основании делались также выводы о невозможности существования глубинных разломов в аспекте геологического времени. Следует отметить, что постановка вопроса в данном его виде недостаточно конкретна. В ней правильна та часть, которая, в согласии с опытными данными, указывает на быстрое залечивание разломов при высоком гидростатическом давлении.

Возможность возобновления разломов по древнему плану вытекает из теории наследственных сред. Для многократных деформаций ( $m$  раз), испытываемых телом, связь между напряжениями, деформациями и временем дается уравнением Больцмана<sup>1</sup>

$$\sigma_x(t) = E s_x(t) - \sum_{i=1}^m f(t - \tau) s_x(\tau_i) \Delta \tau_i,$$

где  $\sigma_x(t)$  и  $s_x(t)$  — напряжение и деформация при последнем испытании,  $s_x(\tau_i)$  — деформация, имевшая место при предыдущем испытании и длившаяся время  $\Delta \tau_i$ , а  $f(t - \tau)$  — т. н. коэффициент наследственности — монотонно убывающая функция, зависящая от свойств материала. Без второго члена в правой своей части это уравнение представляет обычную зависимость Гука для упругой среды. Второй же член уменьшает значение напряжения, даваемого законом Гука и уменьшает его тем больше, чем больше было деформаций в прошлом.

Таким образом, указанное уравнение позволяет считать, что в аспекте геологического времени и при перманентности тектонических процессов (деформаций) формирование разломов должно идти по принципу наследственности, т. е. разлом, раз возникший, после залечивания, должен обнов-

<sup>1</sup> Л. М. Качанов, Механика пластических сред. М.—Л., 1948.

ляться там, где он родился. В этом смысле правильное называть глубинные разломы перманентными разломами.

В приведенных выше расчетах мы исходили из того положения, что кора имеет повсеместно одну и ту же жесткость изгиба и испытывает повсеместно одинаковую деформацию. В действительности жесткость изгиба коры меняется от места к месту, вследствие чего происходит концентрация напряжений и деформаций в наименее жестких областях.

Рассмотрим условия концентрации деформаций для реальной Земли. Выше мы показали, что концентрации деформаций осуществляются путем скольжения коры. Исходя из характера распределения силы тяжести, полагаем, что оротектонический рельеф поверхности коры повторяет в грубых чертах рельеф подошвы коры. В таком случае контакт магматического субстрата и коры в пределах платформенных равнинных областей — океанических и континентальных платформ — представит собой относительно ровную поверхность.

Наибольший радиус кривизны, судя по гипсографическим данным, имеют узкие зоны перехода от океанических платформ к континентальным платформам и зоны перехода от платформ к складчатым горным системам. Такова зона между изобатами — 200 — 2430 м, достигающая местами уклона в  $35^\circ$  (фиг. 4). Согласно поставленному выше условию о повторимости рельефа, более крутой уклон мы должны принять также для соответствующей поверхности подошвы коры. При таких уклонах переход коры от океанических областей к континентальным областям обозначается, очевидно, резким уменьшением мощности от континентальных платформ к океаническим и от горных систем к равнинным.

Полагая, что коэффициент концентрации напряжений определяется из зависимости

$$\alpha = \frac{\sigma_{\max} - \sigma_n}{\sigma_n} = a \sqrt{w\rho},$$

где  $\sigma_{\max}$  — максимальное напряжение,  $\sigma_n$  — номинальное напряжение,  $a$  — коэффициент, зависящий от вида деформации,  $w$  — глубина неровности рельефа,  $\rho$  — радиус кривизны,

легко представить, что деформации и напряжения должны концентрироваться при прочих равных условиях у стыка океанических и континентальных платформ, а также у стыка платформ и горных систем. Это явление можно моделировать электрической системой, состоящей из последовательно соединенных проводников большого и малого сечений, в которой наибольший нагрев происходит на участке перехода от тонкого проводника к толстому.

Возникновение современного Тихоокеанского кольца интенсивных прогибов, включающего пояс Венинг-Мейнеса и отвечающего переходу от континентальных платформ к океаническим, приходится объяснить резким увеличением радиуса кривизны коры-плиты в этой зоне (см. фиг. 1). После возникновения первых прогибов все деформации коры концентрируются в этих прогибах, что обеспечивается механизмом скольжения коры.

Наибольшей способностью к скольжению должны обладать максимально жесткие платформенные области, имеющие одновременно относительно ровную поверхность контакта с субстратом. При уменьшении радиуса астеносферы, как отмечалось ранее, вдоль этой контактовой поверхности образуется газовая подушка, которая сильно уменьшает силы трения между корой и субстратом и облегчает скольжение платформ в направлении к окаймляющим их прогибам, где вследствие концентрации сил и увеличения противодавления субстрата газовый фактор не играет больше существенной роли. Менее подвижными являются высокогорные области коры, что объясняется наличием здесь корней, глубоко погруженных в подкоровые очень вязкие массы и неспособные преодолеть боковое сопротивление последних. Существенным фактором концентрации деформаций должно служить и это обстоятельство, что согласуется с многочисленными фактами приуроченности тектонических прогибов к краям горных сооружений (предгорные и межгорные впадины).

Замечательный пример концентрации деформаций дает в современную эпоху зона Малайского архипелага, переходная от континентальной азиатской платформы к океа-

нической индийской платформе (см. фиг. 7). Наряду с резко выраженными зональными аномалиями силы тяжести, сейсмичностью, вулканической деятельностью и тектоническими движениями, которые сами по себе не оставляют сомнений в концентрации здесь сил и деформаций, данные геодезических измерений тоже показывают огромную скорость сдвига коры.

Как сообщает Р. В. Ван-Беммелен<sup>1</sup>, в 1931 г. на острове Ява триангуляцией по неподвижным точкам было определено точное положение вулкана Павинихан, вулкана Телагалель, Крангского массива и нескольких других небольших массивов. Повторная триангуляция, выполненная в 1936 г., обнаружила передвижение вулкана Павинихан на 120 см на юг к соседнему молодому прогибу Сераджу, передвижение вулкана Телагалель на 200 см на юг-юго-восток к глубокой долине р. Мераву, передвижение Крангского массива на 200 см к запад-юго-западу и др. Скорость передвижения составляет таким образом 24—40 см/год. Много важных данных в этом направлении приведено также в интересной сводке Н. И. Николаева<sup>2</sup>. В частности им указывается, что в Южной Баварии триангуляционные пункты смещаются в горизонтальном направлении со скоростью 1,8 см/год, а сами смещения выражаются в перекашивании крупных блоков коры, размерами порядка 100 км в поперечнике. Указанные цифры, если исключить даже деформации ползучести, не должны казаться чрезмерно высокими, ибо средняя скорость уменьшения радиуса Земли составляет 0,05 см/год, а соответствующие горизонтальные смещения концентрируются, как отмечалось, примерно на площади 10—12% земной поверхности. В эту площадь входит также указанная область Малайского архипелага.

При наблюдаемом неоднородном строении коры наибольшее развитие теоретически должны иметь единичные

---

<sup>1</sup> Р. В. Ван-Беммелен, Гравитационный тектогенез в системе Зундских гор. Труды XVII геол. конф., т. II, ГОНТИ, 1937.

<sup>2</sup> Н. И. Николаев, Новейшая тектоника СССР. Сов. геология, вып. 6, 1947.

прогибы. Полученные выше уравнения для определения ширины прогибов и поднятий были справедливы для балки-коры бесконечной длины. Ширина прогибов коры, отвечающая первой критической нагрузке, составляла по этим уравнениям 150—200 км.

Во всех тех случаях когда деформирующие напряжения концентрируются в отдельных узких участках коры, имеющих по сравнению с внешними областями минимальную жесткость изгиба и ширину меньше таковой, даваемой формулой  $L_1 = \pi \sqrt[4]{\frac{B}{k}}$  для балки бесконечной длины, полосы, вырезанные вкрест простирания таких узких участков, должны рассматривать как „короткие балки“. Такие балки, как известно, требуют при прочих равных условиях для изгиба и потери устойчивости больше усилий, чем балки бесконечной длины.

Поперечная критическая нагрузка потери устойчивости для короткой балки равняется

$$P_{кр} = \frac{4z}{R} \sqrt{Bk},$$

где в отличие от случая балки бесконечной длины, для которой  $z = 1$ , имеет место неравенство  $z > 1$ . Применительно к случаю короткой балки формула для определения ширины прогиба запишется так:

$$L_1 = \frac{\pi \sqrt{2}}{\sqrt{z+1} + \sqrt{z-1}} \cdot \sqrt[4]{\frac{B}{k}}.$$

Участками, на которые должны быть распространены формулы для „короткой балки“, являются, например, межгорные равнины типа Куринской низменности, более узкие равнины и низменности типа Среднеараксинской низменности, описанные выше рифтовые долины и другие. Единичные овалы оседания, наложенные мульды и межгорные котловины являются с этой точки зрения локальными структурами, возникшими на небольших участках с минимальной жесткостью изгиба.

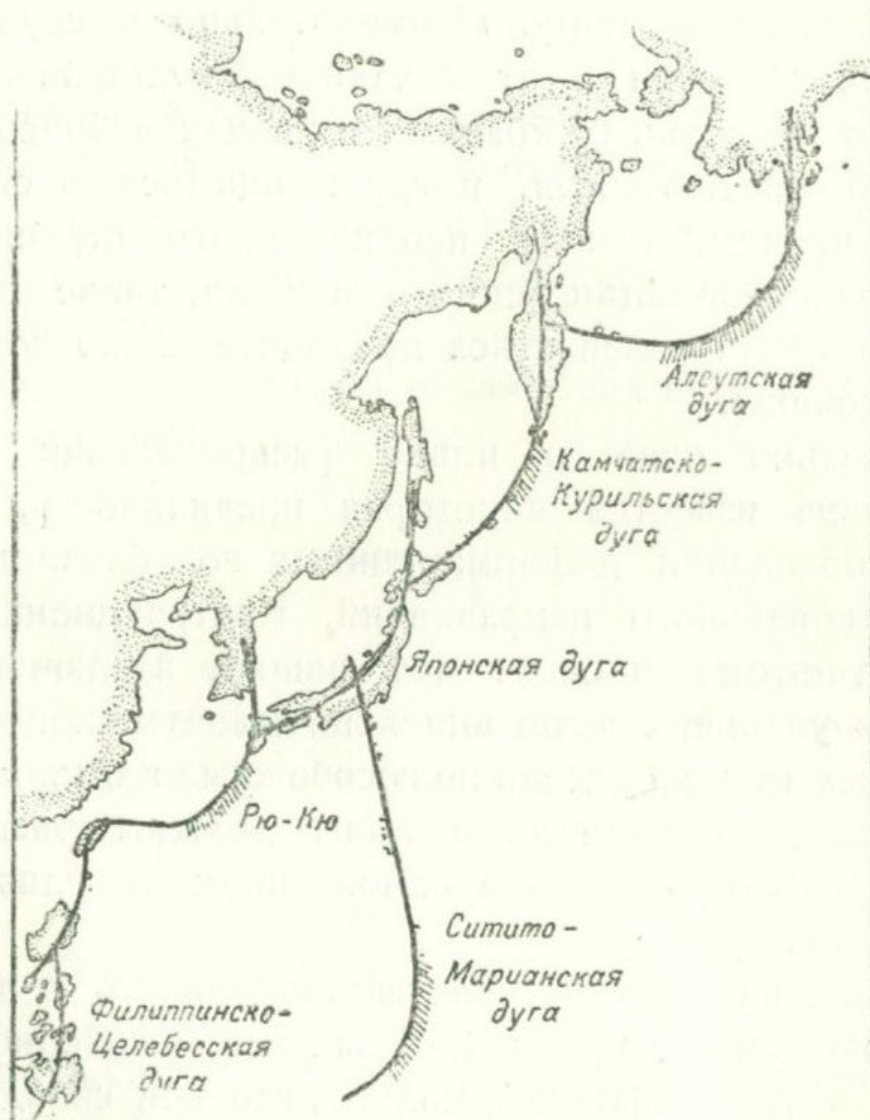
Указанные выше зависимости показывают, что чем короче балка, тем больше  $z$ , т. е. „очень короткие“ балки требуют больше энергии для потери устойчивости, чем „короткие“ балки. Отсюда следует, что в случае очень коротких балок, прежде чем наступит прогиб, на концах возникнут взбросовые нарушения, поскольку напряжения, соответствующие потере устойчивости, превысят предел прочности балки, а местами концентрации напряжений явятся концевые части балки, где тонкая балка-кора переходит быстро во внешнюю толстую кору. Применительно к случаю узких межгорных котловин этот механизм предполагает возникновение в продольных краевых их зонах взбросовых нарушений, со сместителями, погружающимися в сторону от прогиба, причем, в силу неоднородного строения коры, делающего деформации асимметричными, такие взбросовые нарушения будут развиваться предпочтительно по одну сторону котловины.

Несколько слов о плане распределения деформаций. Издавна известна некоторая правильность, выраженная в преобладании деформационных зон близширотного и близмеридионального направлений. Контракционный механизм дает этому простое объяснение, заключающееся в том, что в условиях вращающейся планеты, когда имеются независимые от контракции полюсобежные и отклоняющие на запад силы, деформационные зоны должны располагаться предпочтительно в близмеридиональном и близширотном направлениях.

Далее хорошо известна закономерность о дугообразном расположении деформационных зон. Особенно ярко это выражено в Тихоокеанском кольце, где оси складчатых зон и расположенных рядом с ними подводных трогов, образуют дуги радиусом во много сотен и тысяч км (см. фиг. 19, 20). Этот вопрос несколько лет тому назад был рассмотрен А. Н. Заварицким (цит. соч.), который отмечает, что известные объяснения этой закономерности, данные Григгсом, Лоусоном, Ли, Холмсом, Булем, несостоятельны и должны быть заменены другими. Очевидно, дугообразная форма указывает на приуроченность зон деформаций к малым кругам,

пересекающимся с большими кругами в стороне от центра планеты.

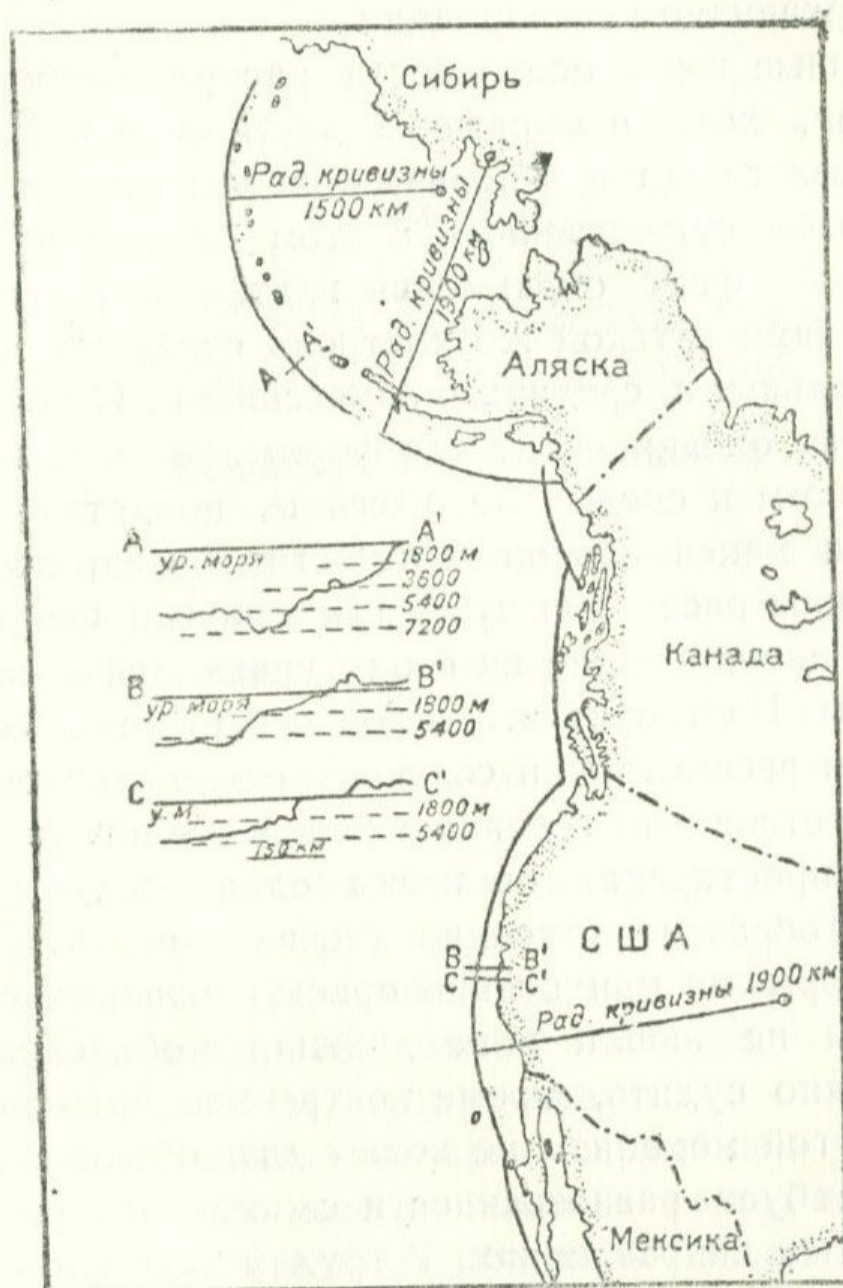
Согласно контракционному механизму, предполагающему относительную равномерность сжимающих напряжений во всех направлениях или, во всяком случае, отсутствие растяжения в направлении, перпендикулярном направлению сжимающих сил, дугообразная форма деформационных зон должна быть объяснена тем, что длина собственной хорды дуги недеформированной коры меньше, чем дли-



Фиг. 19. Схема расположения островных дуг на востоке Азии (по А. Н. Заварицкому). Оттененные участки на дугах характеризуются широким развитием вулканических очагов.

на всех остальных проекциях этой дуги большого круга. Иными словами, при вертикальном оседании элементарной полосы коры, ограниченной двумя большими кругами, требуется бо́льшая сила сжатия, чем в других неперпендикулярных

направлениях, почему, согласно принципу наименьшей работы, должны возникнуть непрямолинейные прогибы. Что касается дугообразной формы осей прогибов, то таковая обусловлена, кроме кривизны коры, отсутствием растяжения вдоль прогиба.



Фиг. 20. Дугообразное расположение тектонических осей в зоне перехода от Североамериканской континентальной платформы к Тихоокеанской платформе (из А. Ирдли).

Другой существенной особенностью плана распределения деформационных зон является наличие в геосинклинальных зонах поперечных поднятий, которые нередко находятся на простирации соответствующих поднятий сопредельных платформ и расчленяют геосинклинальные системы на

отдельные, более мелкие брахигеосинклинали (А. В. Пейве). Эта особенность строения геосинклиналей известна под названием четкообразной структуры геосинклиналей (Л. А. Варданянц) и объясняется наличием сжимающих сил, действующих вдоль геосинклинали и обусловленных самим контракционным механизмом деформации.

Указанные выше особенности распределения деформационных зон, хотя и выражены достаточно четко и дают важные доказательства в пользу контракционной теории, однако, наиболее существенным в этом отношении является замечательный факт обрамления платформ геосинклинальными системами и такой же контроль складчатости внутри геосинклинальными срединными массивами. С точки зрения механики как океанические платформы, так и континентальные платформы и срединные массивы, представляющие собой области максимальной жесткости и минимальной кризисности, должны рассматриваться как мощные направляющие блоки, концентрирующие на своих краях деформацию всей земной коры. На теории этого вопроса мы подробно остановимся при рассмотрении солянокупольной тектоники.

Сосуществование геосинклинальных прогибов противоположного простираения по краям одних и тех же платформ, четкообразное строение геосинклиналей, расчлененность платформ на прихотливо ориентированные синеклизы и антеклизы не нашли пока должного объяснения и, насколько можно судить, кроме контракционного механизма, ни один другой механизм не может дать объяснения этому, т. к. оно требует равнозначности сжимающих сил во всех горизонтальных направлениях. В трудах классиков геологии Карпинского, Павлова, Обручева, Мушкетова, Архангельского, Зюсса, Ога и др., указанные соотношения изложены с большим мастерством и нет надобности повторять их. Эти соотношения подробно описаны также в работах мобилистов — Вегенера, Штауба и др., которые хотели видеть причину взаимопересекающихся зон деформаций в действии Луны, смещающей платформы как на юг, так и на запад, хотя просто убедиться, что тот же эффект может дать контракционное погружение платформ.

## Г л а в а III

# ПЛАСТИЧЕСКИЕ И ВЯЗКО-ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

### 1. Механизм горообразования

В предыдущем изложении было показано, что большие деформации коры при гравитационном сжатии планеты концентрируются в наименее устойчивых ее областях, которые охватывают зоны переходов между океаническими и континентальными платформами и зоны переходов между платформами и горными системами.

Результатом упруго-пластической деформации коры является образование зон абсолютного прогибания и областей относительного поднятия, которые, как волнообразные изгибы, поддерживаются сжимающими горизонтальными силами, возникающими вследствие центростремительного движения коры, и развиваются при непременном условии уплотнения подкоровых масс и оттока их из-под прогибов под внешние зоны относительных поднятий. Это положение фиксирует нарушение динамической и геометрической фигуры равновесия планеты и характеризуется, согласно закона Лежандра, большим количеством потенциальной энергии, чем планета того же объема и массы, имеющая равновесную конфигурацию. Нарушение устойчивости коры фиксируется образованием быстро затухающих волновых поднятий и прогибов, овалов оседаний, рифтовых провалов и др.

Эксперименты с оболочками показывают, что после потери устойчивости нарастание сжимающих сил приводит к

последовательному сплющиванию волн — сначала наиболее глубокой, а затем следующих более мелких, которые прежде чем сплющиваться углубляются до размеров первой волны. Для оболочки-коры на упругом основании, по закону Архимеда, сплющивание и потеря прочности должны иметь место в прогнутых интрагеосинклинальных зонах. Тип разрушения зависит вообще от мощности оболочки, скорости деформации и природы упругого основания. Для тонких оболочек разрушение наступает обычно при потере устойчивости; разрушение толстых оболочек и плит, как установлено экспериментальными данными, происходит путем текучести, в стадии больших деформаций.

В условиях земной коры положение усложняется специфическими особенностями упругого основания, которое сложено высокотемпературными (1700—2000°) магматическими массами. Материал прогнутых зон коры, погружаясь в эти массы и вступая с ними в термическое равновесие, размягчается. Следовательно, при медленной деформации разрушение коры должно осуществляться скорее всего путем перехода материала из твердого состояния в текучее состояние, что, однако, не исключает возможности образования разрывов, если скорость деформации достаточно большая. Доказательством былого текучего состояния материала коры служат толщи метаморфических сланцев, которые, по общепринятому мнению, являются уделом одних интрагеосинклинальных зон и образовались в результате вязко-пластической деформации (реоморфизм, ползучесть) коры при активном участии флюидов.

При возникновении зон текучести, когда модуль упругости материала обращается в нуль, изгибающий момент также равняется нулю и кора, таким образом, при дальнейшей контракции более не коробится и весь эффект контракции приходится на смятие зоны текучести. Рассматривая, например, Альпийско-Гималайский ороген, можно думать, что после появления зон текучести в интрагеосинклинальных его прогибах все деформации Гондванской и Евразийской платформ, ввиду отсутствия изгибающих моментов, должны были концентрироваться в текучих зонах орогена, при этом прои-

зошло бы также относительное выпрямление платформ, до того изогнутых. Далее увидим, что с такого рода выпрямлением связана также регрессия платформенных морей.

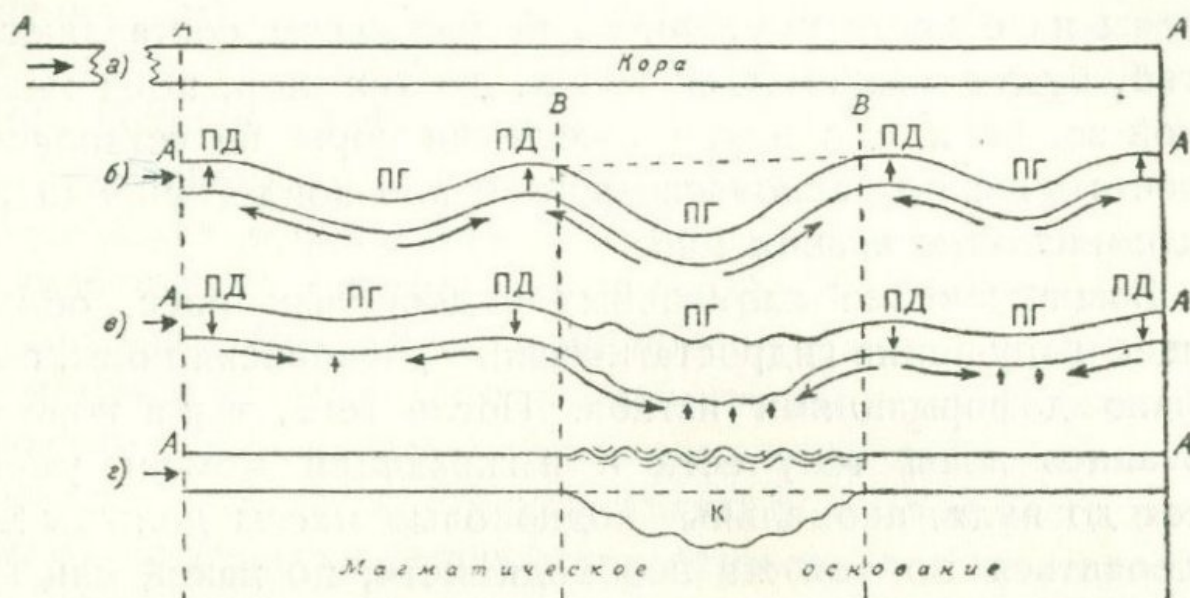
Следствием сближения платформ и концентрации деформаций в интрагеосинклинальных зонах будет, естественно, сплющивание, смятие и выжимание текучих масс коры, составляющих эти зоны. Поскольку в состоянии текучести прогибы больше не могут быть поддержаны внешними силами, а упругое основание под прогибами представляется в виде системы из сжатых пружин, то вязкие массы, составляющие прогиб, будут выжиматься вверх, до тех пор, пока между данной зоной и смежными областями коры не установится гидростатическое равновесие или не произойдет упрочнение этих сминаемых вязких масс.

Возникновение аномальных подкоровых масс, обозначающее нарушение гидростатического равновесия коры, было вызвано деформациями изгиба. После того, как в коре образовались зоны текучести и изгибающий момент уменьшился до нуля, аномальные подкоровые массы должны ликвидироваться по той же необходимости, по какой они возникли. Области относительных поднятий коры, выпрямляясь в направлении зон текучести, одновременно оседают и вытесняют из-под себя те избыточные магматические массы, которые были нагнетены сюда из-под прогибов при деформации изгиба. Эти массы возвращаются теперь под прогибы и, чтобы восполнить ранее возникший здесь дефект масс, выдавливают вверх легкие текучие массы прогиба в той мере, в какой это возможно по закону Архимеда. Ход развития деформации схематически изображен на фиг. 21.

Выше указывалось, что вследствие контракции ядра деформацию изгиба и сопряженные с ней сдвиговые нарушения испытывает также астеносфера (оболочка). При разрушении (полном разупрочнении) прогибов астеносферы гидростатически будут уравниваться также массы астеносферы, вследствие чего материал последней из зон поднятий переместится в зоны прогибов, лишенных прочности. Учитывая более грандиозные масштабы этих перемещений, охватывающих по крайней мере внешнюю оболочку, мощ-

ностью 700—800 км, можно думать, что они, при совпадении во времени с подобными перемещениями в коре и в верхних слоях подкоровых масс, вызовут инверсию геосинклинали в более крупном масштабе.

Для нашей проблемы большое значение имеет выяснение вопроса о том, какие прогибы и поднятия может образовать кора прежде чем наступит разрушение и какова будет интенсивность смятия пластов при инверсии прогибов.



Фиг. 21. Схема коробления коры и инверсии прогибов. а) кора-плита в недеформированном гидростатически уравновешенном состоянии. б) кора-плита после приложения нагрузки образовала волнообразные прогибы (ПГ) и поднятия (ПД), причем деформации концентрировались в наименее жесткой зоне В—В. Длинные стрелки указывают направление относительного перемещения подкоровых магматических масс, создающих соответствующие аномалии силы тяжести. в) наиболее глубоко прогнутая зона коры (В—В) перешла в текучее состояние. При этом изгибающий момент снижается до нуля, поднятые зоны оседают, кора выпрямляется, магматические массы из-под зон поднятий возвращаются под прогнутые зоны и зона наибольшего прогиба испытывает инверсию (выпучивание). г) после инверсии кора выпрямилась и между зоной инверсии и внешними зонами установилось гидростатическое равновесие, причем на месте прогиба возникло складчатое горное сооружение с соответствующим ему корнем К.

Для определения глубины прогибов до момента потери устойчивости, т. е. для случая слегка прогнутой коры, мы

можем пользоваться известным решением для прогибов балки на упругом основании<sup>1</sup>

$$W = \frac{p}{k} \left( 1 - \frac{2\sin\beta\operatorname{ch}\beta}{\cos 2\beta + \operatorname{ch} 2\beta} \cdot \sin \frac{2\beta x}{L} \cdot \operatorname{sh} \frac{2\beta x}{L} - \frac{2\cos\beta\operatorname{ch}\beta}{\cos 2\beta + \operatorname{ch} 2\beta} \cdot \cos \frac{2\beta x}{L} \operatorname{ch} \frac{2\beta x}{L} \right). \quad (3.1)$$

Принимая

$$\beta = \sqrt{1+z} \cdot \frac{L}{2} \sqrt[4]{\frac{k}{4B}} \quad (3.2)$$

и обозначая

$$\frac{2\cos\beta\operatorname{ch}\beta}{\cos 2\beta + \operatorname{ch} 2\beta} = \varphi_0(\beta),$$

получим глубину погружения в середине прогиба ( $x = 0$ )

$$W_a = \frac{p}{k} [1 - \varphi_0(\beta)]. \quad (3)$$

В этих зависимостях, как и прежде,  $p$  — поперечная деформирующая нагрузка,  $k$  — модуль субстрата,  $L$  — ширина прогиба,  $z$  — отношение докритической нагрузки к критической нагрузке,  $B$  — жесткость изгиба коры. Значения  $\varphi_0(\beta)$  для интервала от  $\beta = 0,1$  до  $\beta = 4$  приведены в таблице 4, заимствованной из цитированной выше работы С. П. Тимошенко<sup>1</sup>.

Таблица 4

$\beta$	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
$\varphi_0(\beta)$	1,000	0,999	0,993	0,979	0,950	0,901	0,827	0,731	0,619
$\beta$	1,0	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5	1,6	1,7	1,8
$\varphi_0(\beta)$	0,498	0,380	0,272	0,178	0,100	0,037	-0,013	-0,052	-0,081
$\beta$	1,9	2,0	2,2	2,4	2,6	2,8	3,0	3,6	4,0
$\varphi_0(\beta)$	-0,102	-0,117	-0,133	-0,135	-0,127	-0,114	-0,098	-0,049	-0,024

Когда  $z = 1$ , т. е. когда кора теряет устойчивость, из (3.2) имеем

<sup>1</sup> С. П. Тимошенко, Пластинки и оболочки. М.—Л., 1948.

$$\beta = \frac{L}{2} \sqrt[4]{\frac{k}{B}},$$

а из (2.18)

$$L = L_{кр} = \pi \sqrt[4]{\frac{B}{k}};$$

т. е. имеем  $\beta = \frac{\pi}{2}$ , чему соответствует  $\varphi_0(\beta) = 0$  (см. таблицу 4).

Таким образом, для критических значений нагрузки глубина погружения коры в середине прогиба будет определяться из зависимости

$$W_a = \frac{P_{кр}}{k}. \quad (3.4)$$

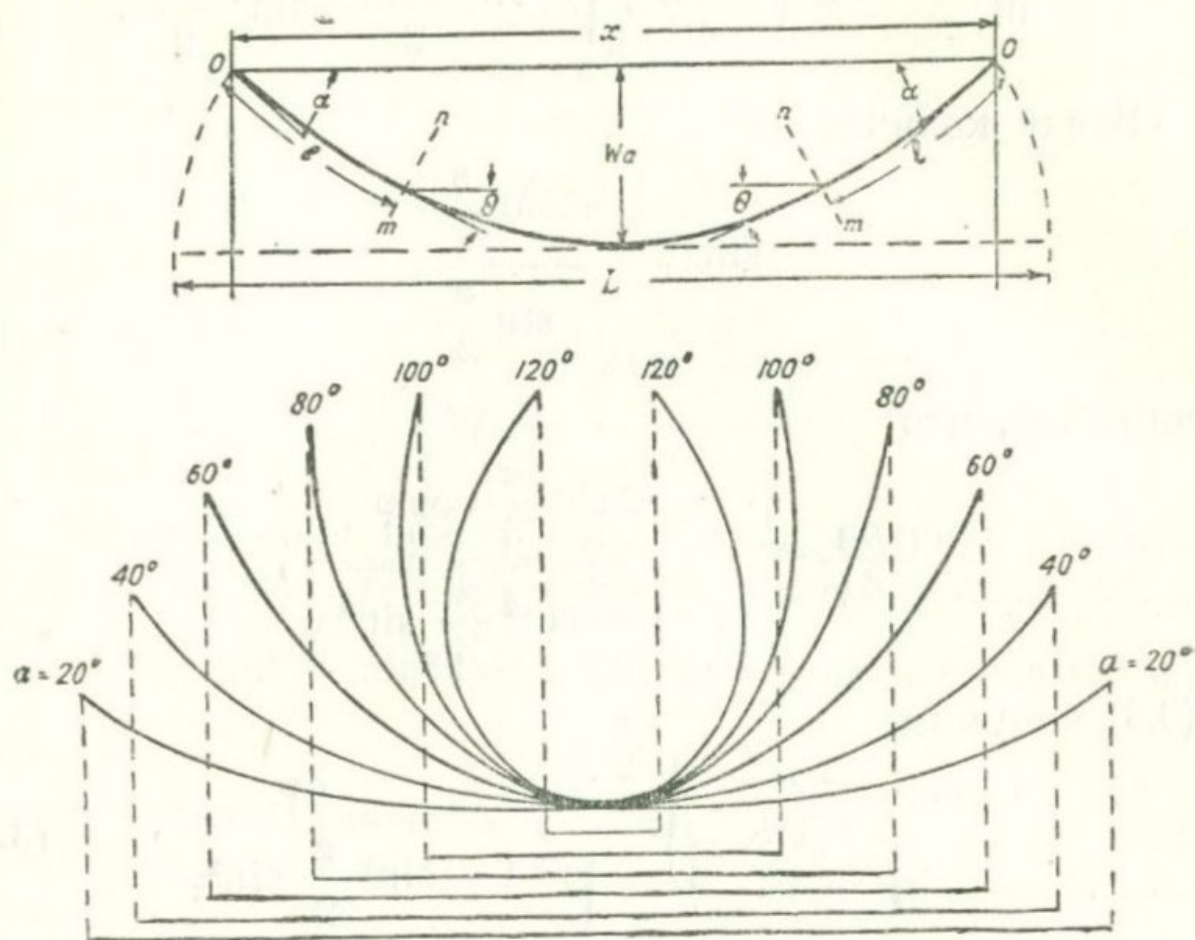
Для прогибов шириною  $L_{кр} = 200$  км, образующихся при  $P_{кр} = 725$  кг/см<sup>2</sup> и  $k = 2,29$  г/см<sup>3</sup> (подводные условия деформации), получим из этой формулы  $W_a = 2,4$  км.

Как уже указывалось, после потери устойчивости небольшое увеличение нагрузки приводит к быстрому росту прогибов и дальнейшему их сплющиванию. Решение вопроса о больших прогибах коры для одного частного случая рассмотрено Ф. А. Венинг-Мейнесом (цит. соч.). Более общий случай больших прогибов стержней рассматривается в некоторых руководствах и мемуарах по теории устойчивости<sup>1</sup>, причем в решении вопроса большинство исследователей исходит из аналогии между дифференциальным уравнением упругой линии кривой прогибов и дифференциальным уравнением колебаний маятника.

Применительно к рассматриваемому случаю прогиба коры под действием поперечной нагрузки решение задачи можно представить следующим образом. Положим, что кора, как „длинная“ балка, потеряла устойчивость и вступила в

<sup>1</sup> См., например, С. П. Тимошенко, „Устойчивость упругих систем“. М.—Л., 1948; А. Н. Крылов, „О формах равновесия вертикально нагруженных элементов“. Изв. АН СССР, 1931.

область больших деформаций. Изобразив полоску срединной поверхности коры вкrest прогиба в виде кривой 0—0, как это показано на фиг. 22, и обозначая длину кривой



Фиг. 22.

(балки-коры) через  $L_s$ , длину хорды —  $L_x$ , угол падения в краевой зоне прогиба —  $\alpha$ , угол между касательной к кривой и горизонталью —  $\theta$ , кривизну кривой —  $\rho = -\frac{d\theta}{dl}$ , жесткость изгиба коры —  $B$ , поперечную нагрузку —  $p$ , прогибы —  $W$  можно написать:

$$B \frac{d\theta}{dl} = -\frac{pR}{4} W^1, \quad (3.5)$$

$$\frac{dW}{dl} = \sin \theta, \quad (3.6)$$

<sup>1</sup> Для шарнирных стержней, изгибающихся под действием поперечной нагрузки  $p_1$ , в этом уравнении вместо величины  $pk/4$  должна быть взята  $pk/2$  (см. Тимошенко С. П., „Устойчивость упругих систем“. М.—Л., 1946, стр. 107).

$$\frac{dx}{dl} = \cos \theta, \quad (3.7)$$

$$\frac{d\theta}{dl} = -2 \sqrt{\frac{PR}{4B}} \cdot \sqrt{\sin^2 \frac{\alpha}{2} - \sin^2 \frac{\theta}{2}}. \quad (3.8)$$

Введя количества

$$\sin \varphi = \frac{\sin \frac{\theta}{2}}{\sin \frac{\alpha}{2}}$$

и учитывая, что

$$\frac{d\theta}{d\varphi} = \frac{2 \sin \frac{\alpha}{2} \cos \varphi}{\sqrt{1 - \sin^2 \frac{\alpha}{2} \sin^2 \varphi}},$$

из (3.8) получим

$$L_s = \frac{2}{\sqrt{\frac{PR}{4B}}} \cdot \int_0^{\frac{\pi}{2}} \frac{d\varphi}{\sqrt{1 - \sin^2 \frac{\alpha}{2} \sin^2 \varphi}}, \quad (3.9)$$

$$L_x = \frac{4}{\sqrt{\frac{PR}{4B}}} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \sqrt{1 - \sin^2 \frac{\alpha}{2} \sin^2 \varphi} d\varphi -$$

$$- \sqrt{\frac{PR}{4B}} \int_0^{\pi} \frac{d\varphi}{\sqrt{1 - \sin^2 \frac{\alpha}{2} \sin^2 \varphi}}, \quad (3.10)$$

$$W_2 = \frac{2 \sin \frac{\alpha}{2}}{\sqrt{\frac{PR}{4B}}} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \sin \varphi d\varphi = \frac{2 \sin \frac{\alpha}{2}}{\sqrt{\frac{PR}{4B}}}. \quad (3.11)$$

Обозначая первый интеграл через  $A_1$ , второй интеграл через  $A_2$ ,  $\sqrt{\frac{PR}{4B}} = c$  сокращенно можно писать:

$$L_s = \frac{2A_1}{c}, \quad (3.12)$$

$$L_x = \frac{4A_2}{c} - \frac{2A_1}{c}, \quad (3.13)$$

$$W_a = \frac{2 \sin \frac{\alpha}{2}}{c}. \quad (3.14)$$

Когда угол  $\theta$  между касательной к кривой и горизонталью очень мал, т. е. прогибы пологие, можно положить  $\theta = 0$  и  $1 - \sin^2 \frac{\alpha}{2} \sin^2 \varphi \approx 0$ . В этом случае зависимости (3.9), (3.10) дадут

$$L_s = L_x = \frac{\pi}{c} = \pi \sqrt{\frac{4B}{PR}}. \quad (3.15)$$

Эта величина  $L_s$  является по существу критической шириной ( $L_{кр}$ ) прогибов и поднятий коры в момент потери устойчивости

$$L_{кр} = \pi \sqrt[4]{\frac{B}{K}}.$$

Приравняв эти два выражения  $L$  получаем

$$p_{кр} = \frac{4}{R} \sqrt{Bk},$$

что является нагрузкой потери устойчивости коры и тождественно формуле (2.19).

По мере увеличения деформирующей нагрузки  $p$  прогибы увеличиваются; увеличивается также краевой угол  $\alpha$ . Чтобы определить отношение этой нагрузки  $p$  к критической нагрузке  $p_{кр}$  ( $p > p_{кр}$ ) необходимо приравнять выражение (3.12) к выражению (3.15), положив в (3.15)  $p = p_{кр}$ . Тогда получим

$$\frac{p}{p_{кр}} = \frac{4A_1^2}{\pi^2} . \quad (3.16)$$

Для определения коэффициента смятия пластов, заполняющих прогиб, необходимо установить зависимость между длиной дуги прогиба  $L_s$ , длиной ее хорды  $L_x$  и углами падения коры  $\alpha$  в краевых зонах прогиба.

В нижней части рис. 22 изображено семейство кривых, каждой из которых соответствуют определенные значения  $p$ ,  $\alpha$ ,  $W$ ,  $L_x$  при  $L_s = L_{кр} = \text{const}$ .

Обозначая коэффициент смятия

$$\varepsilon = \frac{L_s - L_x}{L_x} ,$$

и подставляя значения  $L_s$  из (3.12) и  $L_x$  из (3.13), получим

$$\varepsilon = \frac{2(A_1 - A_2)}{2A_2 - A_1} . \quad (3.17)$$

Расчетную формулу для прогиба в середине депрессии можно получить из (3.14), заменяя значение  $s$  в ней из (3.15), а формулу для определения градиента прогибания — из (3.13) и (3.14).

Формулы эти будут:

$$W_a = \frac{2 L_{кр} \sin \frac{\alpha}{2}}{\pi} , \quad (3.18)$$

$$G = \frac{\sin \frac{\alpha}{2}}{2A_2 - A_1} . \quad (3.19)$$

В нижней части рис. 22 изображены различные моменты изгибной деформации балки-коры, соответствующие отдельным нагрузкам  $p$ . В таблице 5 приведены расчеты отношений нагрузок после потери устойчивости балки-коры к критической нагрузке (V строка таблицы), расчет прогибов (VI строка), коэффициента смятия (VII строка) и градиента про-

гибания (VIII строка). Значения  $A_1$  (эллиптический интеграл первого рода) и  $A_2$  (эллиптический интеграл второго рода) взяты из таблиц эллиптических интегралов<sup>1</sup>.

Из таблицы расчетов следует, что, действительно, после потери устойчивости прогибы быстро растут при незначительном увеличении нагрузки после достижения ею критического значения.

Таблица 5

$\alpha$	0°	10°	20°	30°	40°	60°	80°	100°	120°
$A_1$	1,571	1,574	1,583	1,598	1,620	1,686	1,787	1,936	2,157
$A_2$	1,571	1,568	1,559	1,544	1,524	1,467	1,393	1,306	1,211
$\sin \frac{\alpha}{2}$	0°	0,087	0,174	0,259	0,342	0,500	0,643	0,766	0,866
$P/P_{кр}$	1	1,010	1,017	1,035	1,063	1,152	1,293	1,518	1,884
$W_a$ в км при $\alpha=65$ км	2,4	3,8	7,6	12,4	15,0	22,0	28,2	33,7	38,1
$\epsilon\%$	0	0,77	3,09	7,25	13,51	34,95	78,57	186,5	813,0
G	0	0,055	0,113	0,174	0,239	0,400	0,643	0,133	3,268

Ранее было указано, что кора теряет устойчивость при образовании прогибов и поднятий, отвечающих случаю  $m = 3$ , т. е. при  $L_{кр} = 65$  км и  $r_{кр} = 6500$  кг/см<sup>2</sup>. Из таблицы следует, что эти прогибы, имеющие в момент потери устойчивости глубину 2,4 км, достигают глубины 22 км при нагрузке  $p = 7500$  кг/см<sup>2</sup> ( $\alpha = 60^\circ$ ), что превышает критическую нагрузку на 1000 кг/см<sup>2</sup>, т. е. на 15—16%. Из этой таблицы видно, что когда углы падения краевых зон прогиба достигают 100°, нагрузка  $p$  превышает критическую нагрузку  $p_{кр}$  более чем в 1,5 раза. В этот момент нагрузка превышает предел прочности коры ( $p = 1,518 \cdot 6500$  кг/см<sup>2</sup>) и последняя разрушается. Прогибы в этот момент теоретически могут достигать глубины 33—34 км, а коэффициент смятия при инверсии прогиба составит 186%. В условиях осадконакопления глубина прогибов должна быть больше, поскольку, с одной стороны, на внешнюю нагрузку

<sup>1</sup> Г. Б. Дуайт. Таблицы интегралов. М., 1948.

накладывается вес комплекса затвердевших отложений, достигающих местами 10—15—20 км и более, а, с другой стороны, несцементированные верхние горизонты осадочного комплекса уменьшают модуль субстрата на величину, равную примерно собственной плотности.

Указанные выше значения прогибов коры, насколько можно судить по мощностям отложений испытавших инверсию замкнутых геосинклиналей, следует считать правдоподобными. К примеру можно привести Б. Кавказ (15—20 км), Карпаты (8—12 км), Эльбурс (15—20 км), Донбасс (10—15 км), Триалеты (10—15 км), Береговой хребет (Калифорния—20 км), Анды (10—15 км), Аппалачи (10—15 км) и др. (подробнее см. ниже).

Современные передовые прогибы шириною 100—200 км, в случае если бы они находились в состоянии потери устойчивости, должны были иметь глубину более 2,4 км, что, очевидно, не противоречит реально наблюдаемым фактам. Хорошо известно, что многие из этих передовых прогибов (поясов Венинг-Мейнеса) имеют глубину от 2 до 5—6 км и более, считая от уровня смежных океанических платформ (впадины Яванская, Минданао, Палао, Тускарора, Алеутская, Гватемальская, Атакамская, Пуэрто-Рико и др.). В этом отношении очень интересны данные об амплитудах прогибаний коры в области Малайско-Филиппинских архипелагов. В середине Церамского моря на протяжении 5—6 км на глубине от 1304 м до 1633 м обнаружены современные рифообразующие кораллы; в проливе Зулу обнаружены коралловые рифы четвертичного возраста на глубине 2542 м; в проливе Гальмагера (к северу от Майо)—на глубине 2878 м; в проливе Занги между островами Целебес и Минданао—на глубине 3294 м; к востоку от Занги—на глубине 2878 м, на острове Тимор—на высоте 1050 м от уровня моря, причем в последнем случае рифообразующие кораллы имеют верхнечетвертичный возраст<sup>1</sup>. Напомним, что кораллы, о которых идет здесь речь, живут на глубинах 40—50 м.

<sup>1</sup> Н. М. Страх ов, Основы исторической геологии, ч. I, М.—Л., 1948.

Следует подчеркнуть, что уравнения прогибов, полученные выше, все относятся к случаю балки-коры со свободно опертыми краями, что имеет место лишь при контракционном механизме деформации. Поэтому все эксперименты, воспроизводящие деформации коры и основанные на модели отдельных блоков коры со свободно опертыми краями (опыты Григгса, Кюнена и др.), должны рассматриваться в плане контракционного механизма. Указанные решения о прогибах являются одновременно положительным решением вопроса о возможности трансгрессии моря на континенты при контракционном механизме деформации коры. Радиальные смещения континентальной коры на тысячи метров предполагают, очевидно, вторжение океанических вод в эти континентальные депрессии.

Аномалии силы тяжести при волнообразном изгибании коры должны быть определены из тех же соображений, что и в случае простого сжатия коры, т. е. из зависимости

$$\Delta_2 g = 2\pi f p.$$

При постоянной нагрузке  $p = kW$  имеем

$$\Delta_2 g = 2\pi f kW. \quad (3.20)$$

Принимая за постоянные критические значения напряжений потери устойчивости коры  $p_{1кр} = 725 \text{ кг/см}^2$ ,  $p_{2кр} = 2900 \text{ кг/см}^2$ ,  $p_{3кр} = 6500 \text{ кг/см}^2$ , из (3.20) получим  $\Delta_2 g = -0,304 \text{ см/сек}^2$  (для прогибов шириною  $L_{1кр} = 200 \text{ км}$ ),  $\Delta_2 g = -1,218 \text{ см/сек}^2$  (для прогибов шириною  $L_{2кр} = 100 \text{ км}$ ) и  $\Delta_2 g = -2,740 \text{ см/сек}^2$  (для прогибов шириною  $L_{3кр} = 65 \text{ км}$ ).

Для определения аномалий за пределом потери устойчивости в (3.20) вместо  $p = kW$  должны подставлять его значение из (3.16). Тогда получим

$$\Delta_2 g = 8f \frac{p_{кр} A_1^2}{\pi} \dots$$

Значения  $A_1$  должны быть взяты из таблиц эллиптических интегралов. В случае одноосной деформации коры указанные выше значения аномалий силы тяжести должны быть уменьшены в два раза. Современные океанические передо-

вые прогибы, имеющие ширину порядка 150—200 км и обнаруживающие отрицательные аномалии силы тяжести до  $\Delta_2 g = -0,338$  см/сек<sup>2</sup>, укладываются в категорию аномалий, соответствующих первой критической нагрузке  $p_{1кр} = 750—800$  кг/см<sup>2</sup>.

Ранее указывалось, что формула Брунса  $T = Ng$  выводится в действительности из зависимости

$$N = \frac{1}{g}[T + (U_0 - W_0)],$$

в предположении, что значение нормального потенциала  $U_0$  на эллипсоиде относимости равняется значению потенциала  $W_0$  реальной Земли. В теореме Стокса возвышения геоида отсчитываются от поверхности фигуры относимости, имеющей равный объем с геоидом, а в выкладках Пицетти — от поверхности относимости, для которой  $U_0 = W_0$ <sup>1</sup>. Поскольку в обоих случаях действительные размеры и положения поверхности относимости остаются неизвестными, а разность  $U_0 - W_0 = A$  является, поэтому, произвольной постоянной, то значение ее можно выбирать таким образом, чтобы значение  $N$  равнялось значению  $W$  отклонения упругой линии волнообразно деформированной коры-плиты.

Полагая  $N = W$ , мы, в соответствии с указанными вначале свойствами теоремы Стокса

$$\int_s N ds = 0, \quad \int_s \Delta g ds = 0,$$

можем также написать

$$\int_s W ds = 0,$$

что будет выражением того известного в геологии положения, что сумма объемов тектонических прогибов коры равна сумме объемов тектонических поднятий (закон компенсации). В таком случае в уравнении (2.10) прогибы  $W$  можем за-

<sup>1</sup> М. С. Молоденский, Внешнее гравитационное поле и фигура относимости Земли. Изв. АН СССР, серия географ. и геофиз., т. XXI, № 3, 1948.

менить отступлениями  $N$  изостатической фигуры относимости от рассматриваемого квазигеоида и придти к выводу, что эти отступления обуславливаются всецело сжимающими-изгибающими силами, действующими в коре.

Наибольшие положительные аномалии (с поправкой за высоту) достигают значения  $+667$  миллигал (Мауна Кеа на Гавайских островах), наименьшие — значения  $-338$  миллигал (в подводном трогe у Антильских островов).

Необходимо еще раз подчеркнуть, что уравнение линии прогибов (2.12) содержит множитель  $e^{-\alpha x}$ , который указывает на быстрое затухание волн. Из этого следует, что на гравиметрической карте отчетливое отражение получат очень небольшое число полуволн, имеющих большую амплитуду.

Установка о громадной несущей способности коры  $p_s = 10\,000$  кг/см<sup>2</sup> и неоднородном ее строении предполагает при контракционном механизме и особенно в условиях „газовой подушки“ скольжение коры-оболочки в направлении областей с наименьшей жесткостью изгиба, что, как изложено в одной из работ автора<sup>1</sup>, дает все основания объяснить передвижение „материков“ контракцией Земли. Деформации коры как в геологическом прошлом, так и в современную эпоху концентрировались в гранитном, менее жестком полушарии коры и в зоне перехода между ним и базальтовым полушарием. Важнейшим палеогеографическим следствием такой концентрации деформаций должно было быть прохождение, например, через экватор (или полюс) все более и более новых областей коры. Если принять, что радиус планеты уменьшается со скоростью  $1$  мм в год, то для промежутка времени от карбона до наших дней, продолжительностью порядка 285 млн. лет, уменьшение радиуса составит 285 км. При концентрации деформаций в одной геосинклинальной зоне это приведет к горизонтальному перемещению остальной коры вдоль большого круга на 1700 км или примерно на  $15^\circ$ . Следовательно, можно допу-

---

<sup>1</sup> А. Т. Асланян, Некоторые вопросы тектонической деформации Земли. Изв. АН АрмССР, т. IV, № 8, 1951.

стить, что кора повернулась в отношении экватора за 285 млн. лет на 1700 км и области, находившиеся в карбоне, например, в субтропической зоне, положим на широте  $35^\circ$ , оказались в четвертичное время на широте  $50^\circ$ .

Как подтверждение таких грандиозных перемещений коры можно рассматривать сильные расхождения фаций сопоставимых зон прошлых эпох с современными. Традиционным стал пример верхнего карбона. Как известно, в это время континенты современного южного полушария были покрыты на значительных пространствах мощным ледяным панцырем и край ледников достигал в Южной Америке и Австралии современного южного тропика, в Африке доходил до экватора, в Индии — до северного тропика. Зона тропиков для того же времени (верхнего карбона) намечается латеритовым поясом, останцы которого сохранились в Китае (провинция Шаньдун, между северными широтами  $35-40^\circ$ ), в Подмосковном бассейне, в Германии, Шотландии, в Северной Америке (штаты Огайо и Кентукки, между  $37-42^\circ$  северной широты). Приуроченность крупнейших каменноугольных месторождений карбонового времени к этой зоне тоже общеизвестна.

Если по аналогии с четвертичным периодом положить, что, например, в Америке ледяной покров карбона распространялся от полюсов к экватору до широты  $35^\circ$ , а латериты отлагались в тропической и субтропической зонах между широтами  $\pm 30^\circ$ , то передвижение коры на величину даже 500—600 км объяснит указанное распределение ледниковых и тропических фаций. По аналогии с этим, тропические фации древнее и моложе карбона должны располагаться соответственно севернее и южнее указанного латеритового пояса. Распределение бокситовых, коралловых, рудистовых фаций мезозоя и нуммулитовых и коралловых фаций третичного времени не противоречит этому. Для более древнего времени характерный пример представляют девонские бокситы Ленинградской области и Урала.

Кроме перемещения коры-оболочки вследствие скольжения по магматическому субстрату, должен иметь место также медленный поворот планеты в отношении оси, обус-

ловленный увеличением массы коры в областях концентрации деформаций. Оценить масштабы этого сложного явления автор не пытался. Вообще же необходимо оговориться, что изложенная выше схема больших горизонтальных перемещений коры, хотя и открывает определенные перспективы для успешного разрешения проблемы, тем не менее нуждается в обстоятельной проработке. Ясно также, что она принципиально отлична от всех схем дрейфа континентов, предложенных Вегенером, Штаубом, Гутенбергом, Джоли, Эшером, Холмсом, Дью-Тойтом, Григгсом и др., многие из которых рассматривают континенты как „айсберги в магматическом море“. С точки зрения механики процесса эта схема некоторое сходство обнаруживает со схемой В. Тома, который, рассматривая деформацию коры под углом зрения контракции и изостазии, тоже допускает возможность скольжения коры по магматическому субстрату<sup>1</sup>. Собственно говоря, возможность скольжения коры постулируется во всех вариантах контрактционной теории.

Рассмотрим геометрические особенности коры после коробления и восстановления равновесия. Положим, что вследствие контракции радиус планеты (внешний радиус коры-оболочки) уменьшился на величину  $\Delta r = R_1 - R_2$  и сокращение поверхности, ввиду концентрации деформаций, выразилось в образовании единичного прогиба (см. фиг. 23), имеющего длину дуги  $L_1$  и хорду (ширину)  $L_2$ , равную горизонтальной проекции  $L_1$ . Очевидно

$$L_1 - L_2 = \varphi \Delta r, \quad (3.22)$$

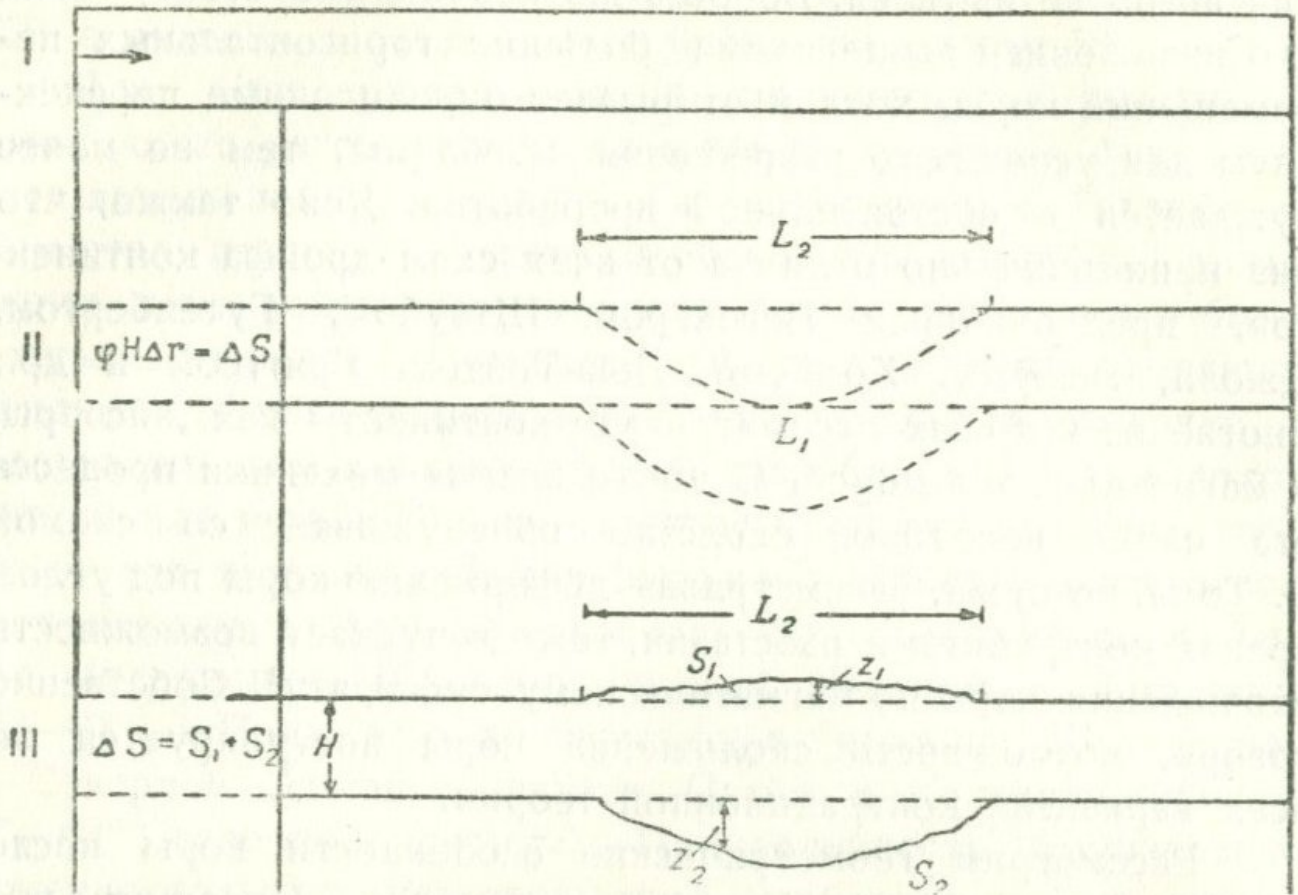
а коэффициент сжатия

$$\epsilon = \frac{R_1 - R_2}{R_2} = \frac{L_1 - L_2}{L_2}. \quad (3.23)$$

При переходе в текучее состояние материал прогнутой зоны сминается и выжимается как вверх, так и вниз. Согласно поставленному условию, объем масс, возвышаю-

<sup>1</sup> Цитируется по работе Ю. А. Косыгина, „О работах американского геофизического союза в области тектонофизики и геотектоники“. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1946.

щихся над уровнем смежных платформ в виде хребта и погруженных в подкоровые массы в виде подземного хребта,



Фиг. 23. Контракционная схема складчатости. I — изостатически уравновешенная недеформированная балка-кора мощностью  $H$ , соответствующая центральному углу  $\varphi$ . II — При радиальном смещении  $\kappa$  центру на величину  $\Delta r$  горизонтальная проекция длины балки-коры уменьшается на величину  $\varphi \Delta r H = \Delta S$ , реализующуюся в прогибе с длиной дуги  $L_1$  и длиной хорды  $L_2$ . III — Вследствие реоморфизма и разупрочнения прогиб испытывает инверсию, образуя наземный хребет средней высотой  $z_1$  и подземный хребет — корень средней высотой  $z_2$ . Сумма объемов масс наземного хребта  $s_1$  и подземного хребта  $s_2$  на единицу длины прогиба (по оси) равняется приблизительно величине  $\Delta S = \varphi \Delta r H$ . Коэффициент складчатости  $\epsilon = \frac{L_1 - L_2}{L_2} = \frac{z_1}{H} \cdot \frac{D}{D_2 - D_1}$  ( $D_1$  — плотность коры,  $D_2$  — плотность подкоровых масс).

должен равняться на единицу ширины балки-коры

$$\Delta S = \varphi H \Delta r \cdot \quad (3.24)$$

С другой стороны,

$$\Delta S = s_1 + s_2, \quad s_1 = z_1 L_2, \quad s_2 = z_2 L_2;$$

где  $s_1, s_2, z_1, z_2$  — соответственно, площади и средние высоты поперечных сечений хребта и корня. Подставляя это значение  $\Delta S$  в предыдущее выражение, получим

$$\varphi H \Delta \gamma = L_2(z_1 + z_2) \cdot \quad (3.25)$$

Сравнивая это равенство с предыдущими, получаем

$$\varepsilon = \frac{z_1 + z_2}{H} \cdot \quad (3.26)$$

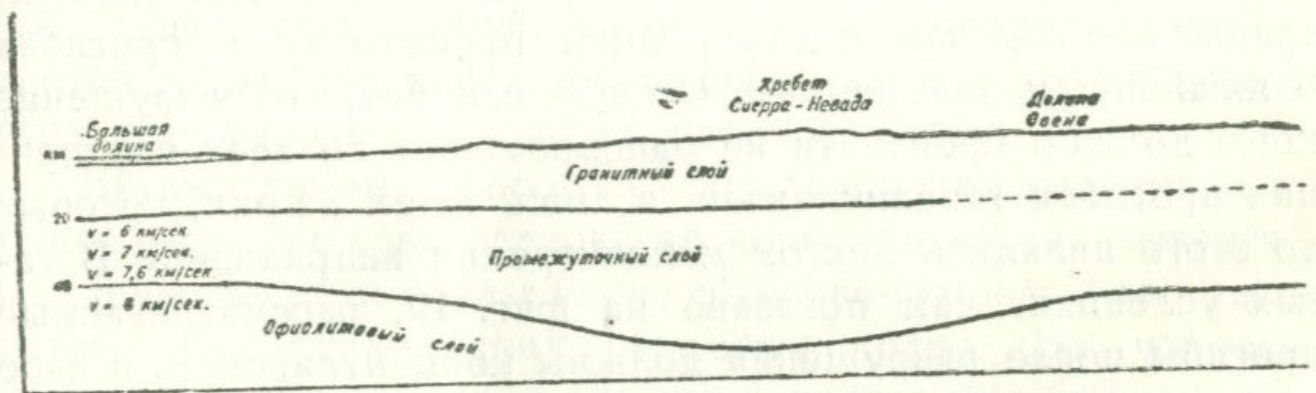
Если положить, что в результате разрушения прогиба установилось полное гидростатическое равновесие, то должно иметь место равенство

$$z_2 = \frac{D_1}{D_2 - D_1} \cdot z_1. \quad (3.27)$$

В таком случае коэффициент сжатия выразится формулой

$$\varepsilon = \frac{z_1}{H} \cdot \frac{D_2}{D_2 - D_1} \cdot \quad (3.28)$$

Полагая, например  $z_1 = 1$  км (средняя высота хребта над платформой),  $H = 37$  км,  $D_2 = 3,32$ ,  $D_1 = 2,75$ , получим  $\varepsilon = 16\%$ . Пример горного сооружения и соответствующего ему корня показан на фиг. 24.



Фиг. 24. Схема строения земной коры в области Кордильерской геоантисинаклинали в интерпретации Б. Гутенберга. Под хребтом Сиерра-Невада показано наличие мощного корня — подземного хребта.

Для коэффициента сжатия П. Н. Кропоткин указывает формулу  $\varepsilon = h/H$ , где  $h$  означает утолщение коры-плиты при тангенциальном ее сокращении. В наших обозначениях  $h = z_1 + z_2$ . Указанный автор относит все утолщение к верхней поверхности коры и при такой постановке вопроса приходит к выводу: "...если произошло тангенциальное сокращение на одну треть первоначальной длины, то  $h =$

$$= \frac{1 - 0,67}{0,67} \cdot H = 0,5 H, \text{ т. е. при толщине } H \text{ слоя земной}$$

оболочки, участвующей в горизонтальном перемещении и в складчатости, только в 50 км, поднятие должно было бы достигать 25 км — огромной величины, абсурдной в свете имеющихся геологических данных<sup>1</sup>. Для случая сжатия  $\epsilon = 80\%$ ,  $H = 37$  км, формула П. Н. Кропоткина дает для поднятия  $h$  величину 28,8 км, между тем она по нашей формуле составляет всего 1 км.

Очевидно, расхождения в результатах вызваны расхождением в гипотезах. Гипотеза П. Н. Кропоткина предполагает, повидимому, либо бесконечно большую плотность подкоровых масс, либо прочность, превышающую таковую вышележащей твердой оболочки. Это исключает возможность образования тектонических прогибов с отрицательными аномалиями силы тяжести.

Как было изложено выше, концентрация напряжений происходит не во всех прогибах, а лишь в тех из них, которые обладают наименьшей жесткостью изгиба. Кроме того, было отмечено, что при прочих равных условиях концентрация напряжений и деформаций происходит в прогибах ближайших к платформам. Отсюда следует, что разрушение коры должно произойти не одновременно во всех внутренних прогибах геосинклинали, а лишь в тех из них, которые до этого являлись местом концентрации напряжений. В таких условиях, как показано на фиг. 19, рассматриваемые прогибы после разрушения должны концентрировать в себе также деформации внешних неразрушенных прогибов и поднятий путем скольжения и выпрямления коры. Смятие разрушенных масс прогнутых зон коры, очевидно, значительно усилится вследствие этого.

В формуле (3.28) мы пользовались средними значениями высот хребта и корня. Для того, чтобы перейти к истинному значению этих величин, можно допустить, что поперечное сечение горного сооружения, возвышающегося

---

<sup>1</sup> П. Н. Кропоткин, О происхождении складчатости. БМОИП, Отд. геол., т. XXV (5), 1950.

над смежными платформами, представляет в грубом приближении параболический сегмент, хорда и стрела которого равны соответственно ширине и максимальной высоте хребта. Обозначая ширину зоны через  $L_1$ , среднюю высоту  $z_1$ , наибольшую высоту, равную длине стрелы сегмента  $z_{\max}$ , можно написать

$$L_1 z_1 \simeq \frac{2}{3} L_1 z_{\max}$$

или

$$z_1 = \frac{2}{3} z_{\max}$$

и далее, подставляя отсюда значение  $z_1$  в (3.28), получим

$$\varepsilon = \frac{2}{3} \cdot \frac{z_{\max}}{H} \cdot \frac{D_2}{D_2 - D_1} \quad (3.29)$$

Таким образом, из приведенного выше анализа следует, что восстановление фигуры равновесия коры-оболочки и планеты в целом сопровождается образованием на месте наименее прочных (наименее устойчивых) прогнутых зон коры горных сооружений, высота которых пропорциональна сжатию коры (градиенту прогибания) и разности удельных весов материала коры и подкорового вещества.

Вторым типом горообразования, сопровождающим восстановление фигуры равновесия коры, является разверзание, приводящее к образованию сбросово-глыбовых гор типа краевых гор африканских рифтовых долин. На вопросе происхождения последних мы остановились выше, где отмечали, что подобные разрывные нарушения приурочиваются к краевым полосам интрагеосинклинальных прогибов, обозначенным максимумом перерезывающих сил, и к геоантиклинальным сводам, отдельные более тяжелые блоки или зоны которых под собственным весом оседают, сопровождаясь разломами.

Поскольку разрывные дислокации означают ослабление напряженности коры, так же как и явления текучести, приводящие к восстановлению фигуры равновесия планеты, и, кроме того, они тоже имеют своим следствием образова-

ние форм тектонического рельефа, возвышающихся над уровнем недеформированной коры, постольку логично отнести соответствующие движения к категории орогенических движений. На основании этого критерия мы к категории орогенических движений будем относить также движения, которым обязана своим возникновением платформенная складчатость.

К проявлению указанного типа тектогенеза относятся сибиротипные (германотипные) глыбово-горстовые структуры и генетически близкие к ним плакантиклинальные структуры, формирование которых, согласно известному предположению А. П. Карпинского (цит. соч.), обычно ставится в связь с мозаичным глыбовым строением метаморфического субстрата и дифференциальным характером движения глыб при боковом сжатии фундамента. Морфология и ход развития этого типа дислокаций подробно освещены в работах В. В. Белоусова (цит. соч.) и Н. С. Шатского<sup>1</sup>, а вопросы генезиса — под углом зрения контракционной теории — в работах Н. С. Шатского и В. А. Магницкого<sup>2</sup>, причем последний автор подошел к решению вопроса с количественной стороны и пришел к выводу, что рассматриваемые дислокации охватывают, судя по гравиметрическим данным, лишь верхние горизонты коры и осадочную покрывку. В выводах указанных авторов некоторых разъяснений и детализации требует вопрос о механизме и характере деформации коры и осадочной покрывки.

Наиболее существенной особенностью дислокаций рассматриваемой категории, как установил Н. С. Шатский, является отсутствие отрицательных форм, соответствующих положительным плакантиклинальным формам, что указывает на возникновение плакантиклиналей путем локального выпучивания масс кристаллического фундамента. Это, очевидно, так и должно быть, если речь идет о неоднородно построен-

---

<sup>1</sup> Н. С. Шатский, Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Изд. МОИП, вып. 2 (6), 1945.

<sup>2</sup> В. А. Магницкий, К вопросу о генезисе плакантиклиналей. БМОИП, отд. геол., т. XXI (3), 1946.

ном фундаменте, ибо деформации должны концентрироваться в наименее прочных, податливых зонах фундамента.

Итак, следует найти такой механизм деформации, при котором происходит локальное утолщение коры (поднятие ее поверхности) и обеспечивается также возможность срывов по краям зоны поднятия. Механизм изменения сечения коры под действием сжимающих сил был рассмотрен Ф. А. Венинг-Мейнесом (цит. соч.). На основании экспериментов он пришел к заключению, что под действием сжимающих сил кора может испытать значительные вертикальные движения вследствие утолщения, теоретические же рассуждения привели его к выводу о практической невозможности таких движений. Ближайшее ознакомление с выкладками этого автора показывает, что они дают противоречащие экспериментам результаты в основном потому, что он принимает для коры очень низкие значения несущей способности. Подстановка новых значений критических нагрузок в уравнении этого автора показывает, что возможность вертикальных движений коры вследствие изменения мощности очень большая.

Изменение мощности коры-плиты при сжатии выражается в общем случае зависимостью

$$\Delta H = \frac{\nu p R}{2E} . \quad (3.30)$$

Если до разрушения (перехода в текучее состояние) не произошло волнообразного изгиба коры, то подставляя  $\nu = 1/4$ ,  $E = 750\,000 \text{ кг/см}^2$  и  $p = 725 \text{ кг/см}^2$ , что равняется напряжению потери устойчивости коры, получим  $\Delta H = 700 \text{ м}$ . Следовательно, в зонах концентрации напряжений, являющихся, согласно поставленному выше условию, местом развития плакантиклиналей и родственных с ними других структур, поверхность коры может подняться в суммарном выражении (вниз и вверх) на 700 м, причем, исходя из отношений плотностей субстрата и коры ( $D_1/D_2 = 0,8$ ), можно принять, что дневная поверхность коры после восстановления равновесия поднимется примерно на 140 м, а нижняя поверхность опустится на 560 м. Локальные выступы фундамента высотой

140 м будут геологически довольно ощутимыми структурами и, повидимому, могут соответствовать определенной категории положительных внутренних структур платформенных областей.

При напряжениях, соответствующих пределу текучести, в краевых зонах локальных поднятий должны возникнуть разрывные нарушения, придавая поднятиям облик горстов. Промежутки между последними будут иметь в таком случае облик грабенов (германотипные дислокации), которые следует рассматривать здесь лишь как участки относительного (а не абсолютного) опускания. Указанные структуры фундамента, естественно, в своем росте должны контролировать также структуры вышележащей осадочной покрывки, образуя плакантиклинали (в узком смысле слова), сундучные валы, овалы-горсты, структурные террасы и др.

## 2. Деформации осадочной покрывки в период коробления коры

При изучении коробления коры и обусловленных им изменений силы тяжести мы отвлеклись от осложнений, связанных с процессами эрозии и аккумуляции.

Рассмотрим теперь случай деформации, когда прогибание коры компенсируется накоплением осадков. Линза осадков, заполняющая прогиб коры, испытывает на себе влияние тех же сжимающих сил, что и кора и сплющивается вместе с прогибом, когда последний вступает в область больших деформаций. Принимая, что горные сооружения, в строении которых участвуют также породы метаморфического субстрата (коры), возникают в вязко-пластической области деформаций, прочность коры на данной стадии деформации можем определить по высоте гор, предполагая, что высота хребта лимитируется прочностью слагающих его масс.

Для этого можно воспользоваться формулой бокового распора

$$\sigma = \frac{\nu}{1 - \nu} \cdot D_0 z, \quad (3.31)$$

где  $\sigma$  — напряжение на глубине  $z$ , считая от вершины массива,  $\nu$  и  $D_0$  — коэффициент Пуассона и удельный вес массива. Подставляя  $\nu = 0,3$ ,  $D_0 = 2,67$  и наибольшую относительную высоту наиболее высокого Гималайского хребта  $z = 8$  км, получаем  $\sigma = 900$  кг/см<sup>2</sup>.

По мере погружения ширина прогибов последовательно уменьшается, а ширина поднятий, ввиду концентрации деформаций в смежных прогибах остается более или менее постоянной. Соответственно уменьшению прогибов уменьшается также длина и кривизна пластов от более древних к более молодым. Точные выражения соотношений между прогибами, силами, углами падений, кривизной пластов приведены в предыдущем параграфе (стр. 110—115). Там же приведены формулы для определения коэффициента смятия пластов и градиента прогибания, однако пользование ими несколько затруднено наличием эллиптических функций.

Для наших целей удовлетворительным для определения коэффициента сжатия и градиента прогибания может быть также предположение о том, что поперечное сечение осадочной линзы, заполняющей полностью прогиб коры, имеет форму пологого параболического сегмента (фиг. 25ab). Зависимость между длиной дуги параболы (прогиба коры)  $L_1$ , длиной хорды (шириной прогиба)  $L_2$  и стрелой (глубиной прогиба)  $h$  дается приближенной формулой

$$L_1 = L_2 \left[ 1 + \frac{8}{3} \left( \frac{h}{L_2} \right)^2 \right]. \quad (3.32)$$

Поскольку накопление осадков происходит в условиях изгибания балки-коры, а осадки ложатся параллельно дуге прогиба, то, вопреки нередко встречающемуся мнению о том, что пласты в эпохи колебательных движений находятся в горизонтальном залегании, следует признать, что пласты в действительности оказываются искривленными уже в стадии прогибания коры. В отечественной литературе последнее положение о времени дислокации методично развивал (начиная с 1937 г.) Н. С. Шатский<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Н. С. Ш а т с к и й, Орогенические фазы и складчатость. Тр. XVII сессии Междун. геол. конгр., т. II, 1939.

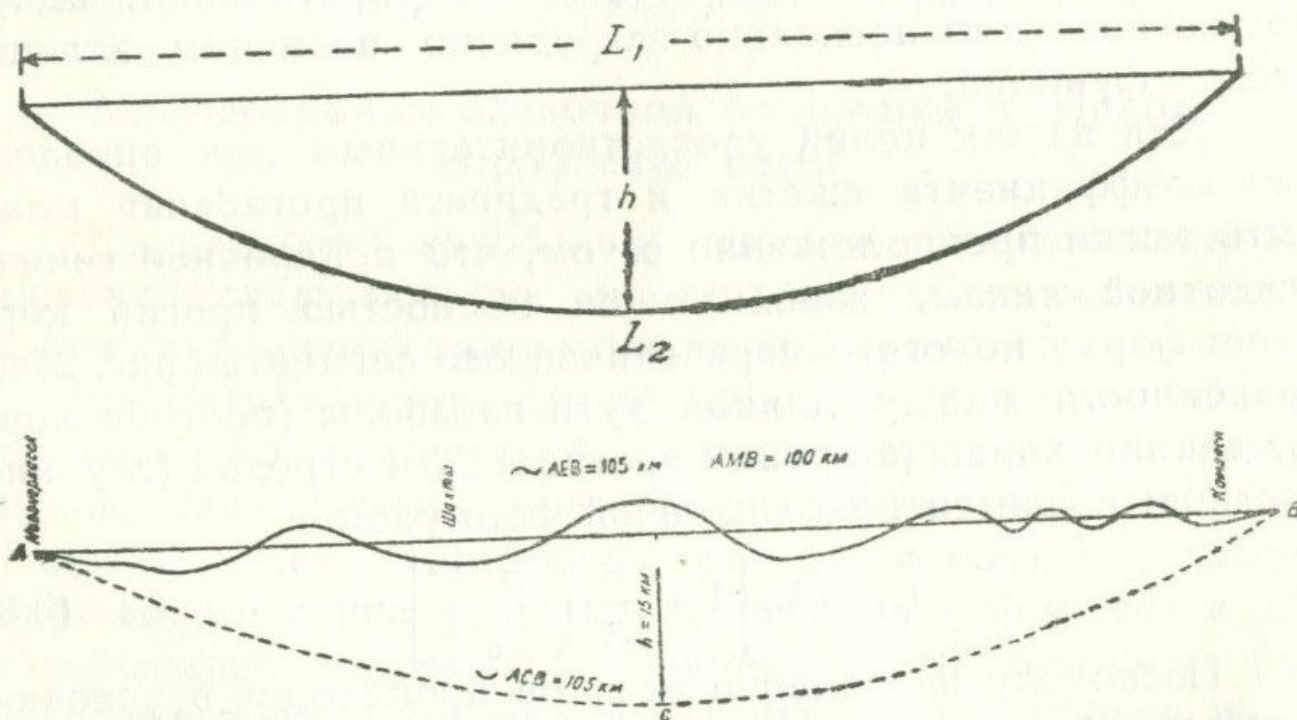
Обозначая сжатие пласта

$$\varepsilon = \frac{L_1 - L_2}{L_2},$$

указанную выше формулу можно записать так:

$$\varepsilon = \frac{8}{3} \left( \frac{h}{L_2} \right)^2. \quad (3.33)$$

Пользуясь этой формулой, мы можем определить сжатие  $n$ -го пласта, если известна глубина его залегания  $h$  и ширина прогиба  $L_2$ , равная горизонтальной проекции пластов. При ширине прогиба 35 км и глубине залегания пласта в прогибе 10 км получаем из этой формулы  $\varepsilon = 22\%$ , при  $h = 5$  км —  $\varepsilon = 5\%$ , при  $h = 1$  км —  $\varepsilon = 0,21\%$  и на поверхности, где  $h = 0$  —  $\varepsilon = 0$ .



Фиг. 25аб. Соотношение между длиной дуги и длиной хорды прогиба на примере Донецкого бассейна. Волнистая линия АЕВ, отвечающая в общем структурной линии нижнего карбона, равняется длине дуги прогиба АСВ, равной длине пласта нижнего карбона перед инверсией. Форма прогиба в грубом приближении может считаться параболической (АСВ =  $L_1$  — дуга параболы, АМВ =  $L_2$  — хорда, МС =  $h$  — стрела).

В указанных расчетах недостаточно определенной осталась величина  $L_2$ . Решая уравнение (3.32) в отношении ширины прогиба получим

$$L_2 = \frac{L_1}{2} + \sqrt{\frac{L_1^2}{4} + \frac{8}{3}h^2} \quad (3.34)$$

Для элементарных прогибов шириною  $L_1 = 65$  км,  $W = 13$  км получим  $L_2 = 67$  км. Отсюда

$$\varepsilon = \frac{L_1 - L_2}{L_2} = \frac{65 - 57}{57} = 14\%$$

Как увидим ниже, коэффициент складчатости составляет для нормального юрского (молассового) типа складчатых зон 10—15%.

На основании указанных выше геометрических соотношений относительное сжатие пластов внутри осадочной линзы можно выразить пропорцией

$$\frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_n} = \frac{h_1^2}{h_n^2}, \quad (3.35)$$

где  $\varepsilon_1$ ,  $h_1$ , и  $\varepsilon_n$ ,  $h_n$  — коэффициенты сжатия и глубины залегания сравниваемых пластов.

Величина  $h/L_2$  отмечает собой градиент прогибания коры. Обозначая ее через  $G$  формулу (3.26) можно представить в виде

$$\varepsilon = \alpha G^2, \quad (3.36)$$

где  $\alpha$  — постоянная, зависящая от формы прогиба и равная 8/3 при наиболее часто встречающихся параболических профилях. Последняя зависимость выражает указанную В. В. Белоусовым закономерность об увеличении интенсивности смятия с увеличением градиента мощностей отложений.

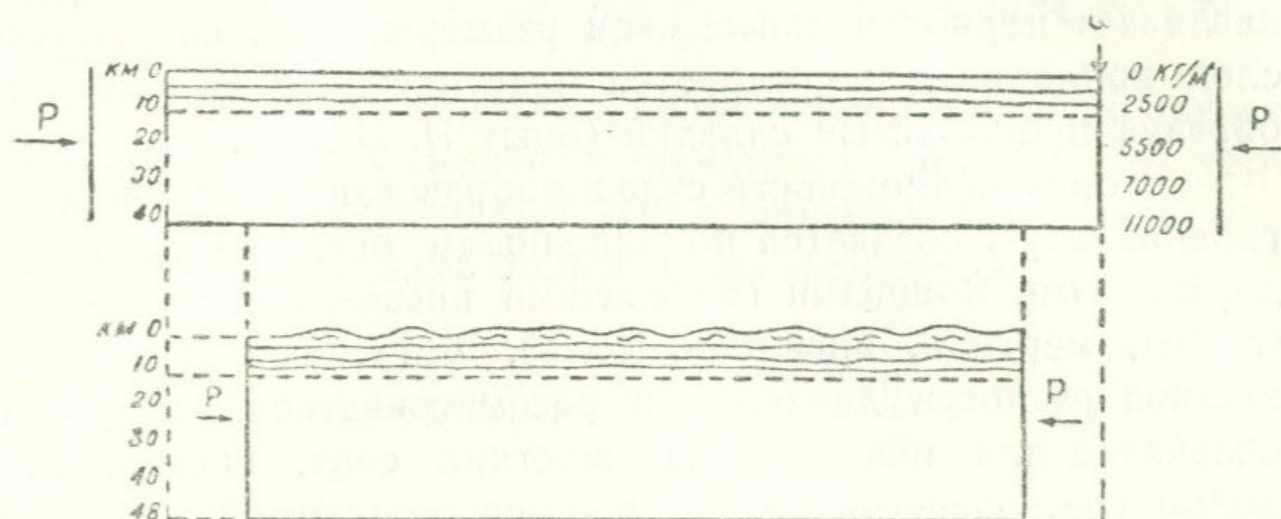
Кроме увеличения общей кривизны пластов, вызванного прогрессирующим сплющиванием прогиба, в определенных условиях возможно также образование в осадочной линзе обыкновенных антиклинальных и синклинальных складок и других структур, зарождающихся в период прогибания коры. Такую возможность представляет, в первую очередь, упомянутое ранее свойство верхних слоев коры деформироваться пластически в тот период, когда средние и нижние горизонты ее под действием горизонтальных сил деформируются упруго и испытывают простое сжатие. Какова мощность этих

верхних слоев коры, деформирующихся пластически, трудно определить, однако, достаточно вероятно, что она не превосходит глубины залегания очагов поверхностного класса землетрясений (10 км по, Е. А. Розовой).

Комплекс рассматриваемых верхних слоев коры, охватывающий как осадочную покрывку, так и приповерхностные слои метаморфического фундамента, можно рассматривать как твердо-пластическую плиту на неподатливом упругом основании, представленном остальной, большей частью коры. Такая система под действием одной и той же горизонтальной сжимающей силы будет деформироваться на различных этажах различно.

В то время как высокопрочный фундамент (нижние и средние горизонты коры) под действием осевой силы испытывает простое сжатие в горизонтальном направлении, верхние мало прочные слои коробятся и выпучиваются, причем коробление верхних слоев, ввиду непостоянства их мощности и жесткости изгиба, носит не волнообразный характер, а выражается образованием единичных (прерывистых, в транскрипции В. В. Белоусова) антиклинальных (вернее плакантиклинальных) поднятий, более или менее равномерно покрывающих всю область концентрации напряжений (см. фиг. 26). Началом зарождения таких структур будет, очевидно, предел текучести комплекса, который, согласно формуле (3.31), может быть принят равным примерно  $1000 \text{ кг/см}^2$ . Поскольку кора (фундамент) имеет предел текучести порядка  $10\,000 \text{ кг/см}^2$ , то к моменту потери устойчивости верхний этаж окажется сильно деформированным и дифференцированным на локальные антиклинальные выпучивания и разделяющие их мульды, являющиеся участками относительного погружения. Подобную картину деформации следует ожидать во всех прогибающихся областях коры, и, в первую очередь, в интенсивно прогибающихся геосинклиналях. Дело в том, что при прогибании коры, имеющей определенную начальную кривизну и подверженной всестороннему латеральному сжатию, нижние горизонты будут испытывать на фоне общего сжатия коры растяжение, а верхние горизонты — более интенсивное сжатие, т. е. сжимающие напряжения будут кон-

центрироваться в приповерхностных слоях растущей впадины. Вследствие этого, напряжения достигнут предела прочности прежде всего в верхних горизонтах прогибающейся коры, где и разовьются явления текучести и дизъюнктивных дислокаций при все еще продолжающейся упругой деформации нижних и средних горизонтов коры. Кроме того, необходимо иметь в виду, что приповерхностные слои коры,



Фиг. 26. Схема, иллюстрирующая пластическую деформацию верхних слоев коры и упругую деформацию глубоких слоев под действием единой сжимающей силы  $P$ . В то время когда глубокие слои коры сжимаются как резина и увеличивают свою толщину (рисунок внизу), верхние слои, моделируемые как покров коллодия на резине, находящиеся под гидростатическим давлением  $Q$  менее 2000—2500 кг/см<sup>3</sup>, дают необратимые прерывистые антиклинальные выпучивания (рисунок вверх). При попутном прогибании коры и накоплении осадков эти выпучивания контролируют структуру пластов, образованных молодыми осадками.

в том числе и осадочная покрывка, ввиду заведомо меньшей прочности слагающих их пород, трещиноватости и слоистости имеют в общей массе гораздо меньшую прочность, чем более однородные нижние и средние горизонты коры, находящиеся к тому же под значительно большей статической нагрузкой. Возникшая таким образом структурная складчатость в верхних слоях коры, наложенная на упругие ее прогибы (интрагеосинклинали) и развивающаяся одновременно с процессом прогибания, будет контролировать структуру отложений, заполняющих эти прогибы.

В руководствах технической механики деформации двухъярусных конструкций типа рассмотренной выше иллюстриру-

ются обычно примером деформации рельс, жестко закрепленных на неподатливой мостовой. При высоких температурах в рельсах возникают сжимающие усилия, под действием которых рельсы дают локальные выпучивания вверх. В геологической литературе та же схема иллюстрируется примером сжатия растянутой резиновой плиты, покрытой слоем коллодия. В то время когда резина без коробления восстанавливает первоначальные свои размеры, т. е. сокращается, слой коллодия деформируется пластически и выпучивается, образуя прерывистые складки (опыт Э. Белла).

Вторая возможность складкообразования в период прогибания коры создается подчиненными осадочной линзе выдержанными мощными горизонтами вязко-пластических масс (глины, мергели, ангидрид, соль), могущими течь при известной разности давлений и рассматриваться как упругое основание для покрывающих жестких свит, состоящих из доломитов, известняков, песчаников, конгломератов, эффузивов и др.

Для определения размеров складок, которые могли образоваться таким путем, необходимо знать, в первую очередь, прочность осадочной покрывки или модуль ее упругости. Обычные экспериментальные данные для этого дают очень мало. Они не учитывают релаксирующего значения слоистости осадочных толщ и указывают лишь значения верхнего предела прочности и модуля упругости отдельных штуфов.

Для определения прочности, вернее напряжения выпучивания слоистых плит на упругом основании нередко указывается формула

$$\sigma = \frac{2}{c} \sqrt{\frac{Ehk}{12}},$$

где  $c$  — воображаемое число слоев, на которое могла расчлениться плита в предположении, что трение между слоями отсутствует. Ввиду неопределенности параметра  $c$  пользоваться этой формулой невозможно.

Надежные результаты можно получить из формулы

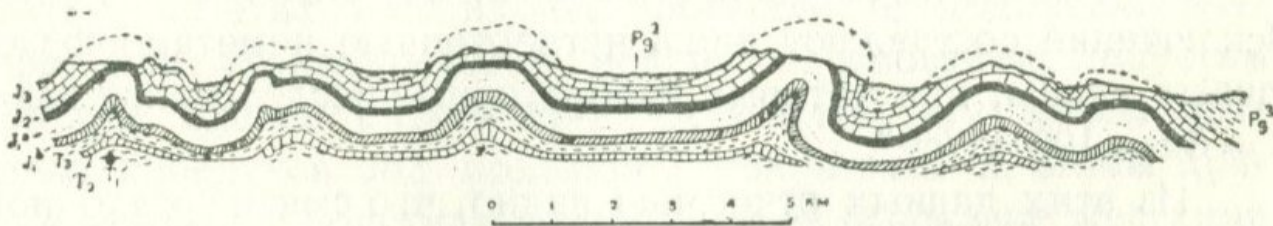
$$\sigma = D_0 L \sin \alpha,$$

применимой для моноклиальной свиты, залегающей на очень пластических массах. Здесь  $D_0$  — средний удельный вес пород моноклинали,  $L$  — ширина моноклинали,  $\alpha$  — угол падения пластов,  $\sigma$  — сжимающее напряжение на расстоянии  $L$  от верхнего свободного края моноклинали. Максимальная величина  $L \sin \alpha$  равна амплитуде поднятия пласта (размаху складки). Подставляя  $D_0 = 2,4$ ,  $\alpha = 45^\circ$ , получаем для моноклинали шириной 2 км  $\sigma = 350 \text{ кг/см}^2$ , а при  $\alpha = 90^\circ$  —  $\sigma = 500 \text{ км/см}^2$ .

Попробуем использовать полученное значение прочности покрывки для объяснения складчатости покрывки на упругом основании (пластичные глины, мергели, соль, ангидрид). Для этого мы должны пользоваться формулой

$$L = \sqrt{m(m+1)} \cdot \pi \sqrt[4]{\frac{E_2 h^3}{12k}},$$

где  $L$  — истинная длина пластины до приложения нагрузки,  $m$  — число полуволн, которое образует пластина после приложения нагрузки,  $E_r$  — приведенный модуль упругости,  $h$  — мощность пластины (осадочной покрывки),  $k$  — разность удельных весов материала субстрата и покрывающих по-



Фиг. 27. Геологический профиль через Юрские горы (по А. Гейму). Коэффициент складчатости составляет по всему профилю 26,6%. В основании комплекса юрских известняково-песчано-глинистых отложений, рассматривающихся как жесткая плита-покрывка, залегают глинистые текучие массы верхнего триаса, рассматривающиеся как упругое основание.

крышку гидростатически распределенных масс. Здесь совершенно неопределенным является модуль упругости  $E_r$ . Ориентировочное его значение можно установить из наблюдений над складчатыми областями.

На фиг. 27 показан профиль через зону превосходно

развитой линейной складчатости в Юрских горах (по А. Гейму). Здесь осадочная песчано-глинисто-карбонатная толща в составе нижней, средней и верхней юры и палеогена, имеющих мощность 2 км, залегает на дисгармонично дислоцированной глинистой толще верхнего триаса, образуя в полосе шириной 20 км 6 антиклинальных и 6 дополняющих синклинальных складок при средней их ширине  $L_{кр} = 2$  км. Свиту глинистых сланцев верхнего триаса с дисгармоничной складчатостью, указывающей по общепринятому мнению на вязкопластическое течение, уверенно можно принять за упругое основание. Мощность свиты также достаточно уверенно можно принять равной 2—2,5 км, ибо инверсия прогиба имела место в конце палеогена, мощность которого не превышает 1 км (мощность юры составляет 1,2 км).

Чтобы отнести зарождение складок в область малых деформаций, мы должны представить складчатую свиту в субгоризонтальном залегании; для этого необходимо заданную ширину зоны  $L = 20$  км помножить на коэффициент сжатия свиты, который для данного профиля составляет  $\epsilon = 26,6\%$ . Подставляя теперь в формулу (2.26)  $L = 25$  км,  $k = (2,4 - 1,03) = 1,37$  г/см<sup>3</sup>,  $h \times 2,2$  км,  $m = 12$ , получаем  $E_r = 30$  кг/см<sup>2</sup> против получаемых в лабораторных условиях 200 000—700 000 кг/см<sup>2</sup> (для отдельных монолитных шtuфoв). Исключение составляют лишь четвертичные неметаморфизованные глины, для которых лабораторные исследования дают  $E = 60 = 100$  кг/см<sup>2</sup>.

Из этих данных отчетливо видно, что смятие осадочной толщи происходит всецело в пластической области деформации, на что указывает необычайно низкое значение модуля упругости ( $E_r = 30$  кг/см<sup>2</sup>) и необратимый характер деформации самых реально существующих слоистых толщ. К выводу о незначительной прочности осадочных отложений в период складчатости пришел ранее В. В. Белоусов (цит. соч.) на основании детальных полевых исследований. Полученные нами количественные данные, очевидно, подтверждают вывод указанного автора; они дают также положительное указание в пользу вывода Н. С. Шатского, В. Е. Хаина и др.

исследователей о том, что складчатость развивается одновременно с накоплением осадков <sup>1' 2' 3' 4</sup>.

Как и в случае земной коры на упругом магматическом основании, жесткая свита осадочных пород, залегающая на упругом основании (глина, соль, ангидрид и др.), после выпучивания в субгоризонтальном залегании вступает в область больших деформаций. В процессе дальнейшего прогибания коры зародышевые антиклинальные и синклиналильные структуры продолжают расти, контролируя структуру пластов более молодых отложений.

Необходимо отметить, что подобные зародышевые структуры могут возникать как в геосинклинальных прогибах, так и в платформенных (субгеосинклинали), поскольку здесь необходимыми условиями волнообразной деформации являются, кроме сил сжатия, наличие под осадочной покрывкой потенциально текучих масс и достаточно большая мощность покрывки для того, чтобы подстилающие массы (глина, соль и др.) могли перейти из твердого или твердо-пластического состояния в вязко-пластическое состояние. Кроме того, для больших деформаций необходимым условием является также достаточно большая мощность упругого основания, т. к. волновое коробление покрывки происходит при попутном перетекании этих масс из-под прогибов под поднятия. Очевидно, при незначительной мощности основания, допустим в объеме одного пласта глины или соли, эти массы полностью соберутся под поднятием покрывки, прогибы придут в контакт с подстилающими упругое основание жесткими массами и складчатая деформация прекратится в начальной стадии больших деформаций.

Рассмотренные выше случаи изгибных деформаций относились в большинстве к одноосному напряженному состоя-

---

<sup>1</sup> Н. С. Шатский, Орогенические фазы и складчатость. Тр. XVIII сессии Междун. геол. конгр., т. II, 1939.

<sup>2</sup> А. М. Габрильян, Палеография мезокайнозоя Ферганской котловины. Тр. Института геологии АН УССР, вып. 1, 1948.

<sup>3</sup> В. Е. Хаин, Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Баку, 1950.

<sup>4</sup> С. С. Шатский, О длительности складкообразования и фазах складчатости. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1951.

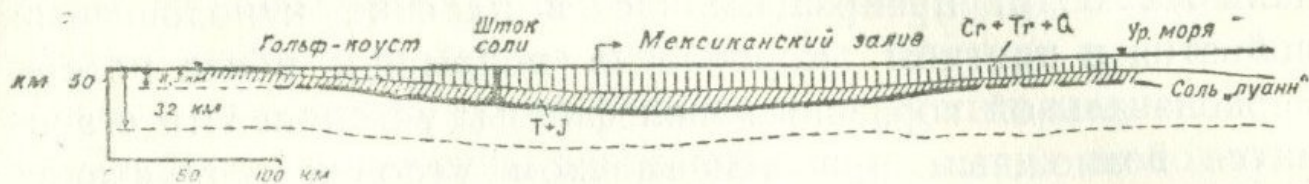
нию ( $\sigma_x = \sigma_1$ ,  $\sigma_y = \sigma_z = 0$ ,  $\sigma_z = \sigma_3 = 0$ ). Для земной коры, имеющей форму сферической оболочки и деформирующейся вследствие общей контракции, можно положить  $\sigma_2 \gg 0$  или даже  $\sigma_1 = \sigma_2$ . Геологическим доказательством этого являются прерывистая складчатость, ундации осей складок в геосинклиналях и осей самих геосинклинальных зон, прихотливая ориентация синеклиз и антеклиз (плакантиклиналей) в платформенных областях и др. Подобное напряженное состояние, естественное, распространения также на прогнутые области накопления осадков, независимо от того, находятся они на платформах или в геосинклиналях.

Осадочную покрывку (свиту) на упругом основании мы рассматриваем с достаточной для наших целей точностью как горизонтальную пластину, испытывающую сжатие во всех горизонтальных направлениях. Нетрудно представить, что при таком действии сил волнообразование выразится во взаимопересекающихся направлениях и приведет к сети четкообразно расположенных куполовидных, периклинально замыкающихся поднятий и центриклинальных прогибов (обратные своды). Таким образом, в реальных условиях земной коры при контракционном механизме деформаций, предполагающем симметричное сжатие коры-оболочки, в прогнутых зонах последней жесткие члены осадочной покрывки, залегающие на текучих массах, должны образовывать преимущественно брахиаксиальные поднятия и разделяющие их центриклинальные прогибы.

Автор сделал попытку применить указанную выше схему к объяснению генезиса солянокупольных форм тектоники.

В типичном своем выражении указанные тектонические формы развиты в соленосных субгеосинклинальных прогибах платформ, характеризующихся общим субгоризонтальным залеганием пластов и выдержанностью мощности отложений на больших пространствах. Классическими являются Урало-Эмбенская провинция в СССР и провинция Гольф-коуст в Северной Америке, где верхнепалеозойская материнская соленосная формация, занимающая площади во много десятков тысяч кв. км, перекрывается мощными (тысячи метров, в Гольфе до 8—10 км) мезо-кайнозойскими отложениями, на-

ходящимися в целом в горизонтальном залегании и обладающими незначительными градиентами мощностей. На фиг. 28 приведен разрез провинции Гольф-коуст. Тектонические



Фиг. 28. Поперечный разрез соленосной провинции (субгеосинклинали) Гольф-коуст в створе г. Корпус-Христи (из Л. Шторма). В основании мезокайнозойского комплекса отложений, мощностью более 8,5 км, располагается материнский соленосный горизонт „Луани“ (пермь-н. триас), давший многочисленные инъекции соли в виде штоков.

формы представлены здесь куполовидными антиклиналями, ядра которых сложены массой каменной соли, имеющими в плане преимущественно изометрическое сечение и окруженными интенсивно смятыми и раздробленными породами, находящимися в межкупольных пространствах в субгоризонтальном залегании.

Учитывая геологические условия залегания материнской соленосной формации и практически нулевой градиент мощности отложений, надсолевую осадочную покрывку, мы рассматриваем как плиту на текучем основании, причем ввиду большой продолжительности времени деформации (миллионы лет) эффектом вязкости и упругости самой соли пренебрегаем. Очевидно, здесь не имеют большого искажающего значения также неоднородности материнской соленосной толщи, представленные чаще прослоями глин, гипса и др., которые тоже являются потенциально текучими массами. Учитывая далее тот факт, что после отложения материнского соленосного комплекса субгеосинклинали испытала погружение, следует заключить, что надсолевой комплекс в период своего формирования был подвержен действию сжимающих латеральных сил, развивавшихся при радиальном смещении (оседании) коры в контурах субгеосинклинали (краевого прогиба). Массы соли под статической нагрузкой отложений мощностью порядка 1000 м ведут себя как вязкая жидкость<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> В. А. Сельский, Соляные купола и их связь с нефтью. М. — Л., 1936.

Деформация осадочной покрывки на упругом солевом основании при  $\sigma_1 = \sigma_2$ ,  $\sigma_3 = 0$  выражается, согласно уравнению (2.1), образованием взаимно пересекающихся синусоидальных волн, превращающихся в плоские куполовидные поднятия и прогибы. Коробление покрывки после потери первоначальной горизонтальной формы устойчивости становится возможным при непременном условии перетекания соли из-под прогибов под смежные куполовидные поднятия. Противодействие солевого основания на покрывку определяется попрежнему формулой  $q = Q \pm kW$ , которая определяет возможность продавливания соли через покрывку в наиболее прогнутых зонах последней, где противодействие максимально. Вступая в область больших деформаций, покрывка должна разрушаться и перейти в текучее состояние — брекчироваться.

Как и в случае земной коры на магматическом субстрате, разрушение, согласно пропорции

$$\frac{U_1}{U_2} = \frac{\rho_1}{\rho_2 - \rho_1},$$

должно произойти в прогнутых зонах покрывки ( $U_1, U_2$  — потенциальная энергия поднятий и прогибов,  $\rho_1, \rho_2$  — удельный вес покрывки и соли).

В общем случае практически интересны следующие три соотношения между  $\rho_1$  и  $\rho_2$ .

1.  $\rho_1 < \rho_2$  — плотность субстрата больше плотности покрывки; 2.  $\rho_1 = \rho_2$  — субстрат и покрывка имеют одинаковую плотность; 3.  $\rho_1 > \rho_2$  — плотность субстрата меньше плотности покрывки (случай солевого основания). Во всех этих случаях получаем  $U_1 \gg U_2$ , что предполагает разрушение покрывки в прогнутых зонах, когда напряжения превышают предел прочности.

Вследствие разрушения прогнутых зон приподнятые участки осадочной покрывки обращаются в куполовидные блоки на пластических шарнирах; не поддерживаясь более силами бокового сжатия эти купола под собственным весом погружаются и выдавливают из-под себя массы, которые при оседании куполовидных участков перетекают под раз-

рушенные прогнутые зоны. Поднятие же прогибов происходит путем выжимания разрушенных брекчиированных масс и может продолжаться до тех пор, пока не установится гидростатическое равновесие между солью, разрушенными текучими массами прогибов и участками бывших поднятий или же не произойдет упрочнения и консолидации покрывки.

Глубина погружения блока покрывки, когда свободны все его края, определяется из закона Архимеда величиной

$$b = \frac{\rho_1}{\rho_2} h,$$

откуда, при  $\rho_1 = 2,40$ ,  $\rho_2 = 2,13$ ,  $h = 1$  км, получаем  $b = 1,08$  км, т. е. при мощности материнской залежи, превышающей мощность покрывки, изолированный блок последней „тонет“ в соли, вытесняя ее на дневную поверхность. Для истечения соли, конечно, нет необходимости, чтобы покрывка была расчленена на изолированные блоки. Для этого вполне достаточно и локального разрушения коры. Попрежнему наиболее благоприятными для локального разрушения являются наиболее глубоко погруженные участки прогнутых областей покрывки. Поскольку на этих же участках максимальна и реакция субстрата, то продавливание соли через эти разрушенные участки будет неизбежным. Поскольку в данном случае все направления деформаций равнозначны, то конфигурации разрушенного участка покрывки и выходы соли будут повторять конфигурацию прогиба, хотя бы и в грубых чертах. Этим следует объяснить изометрическое сечение соляных куполов.

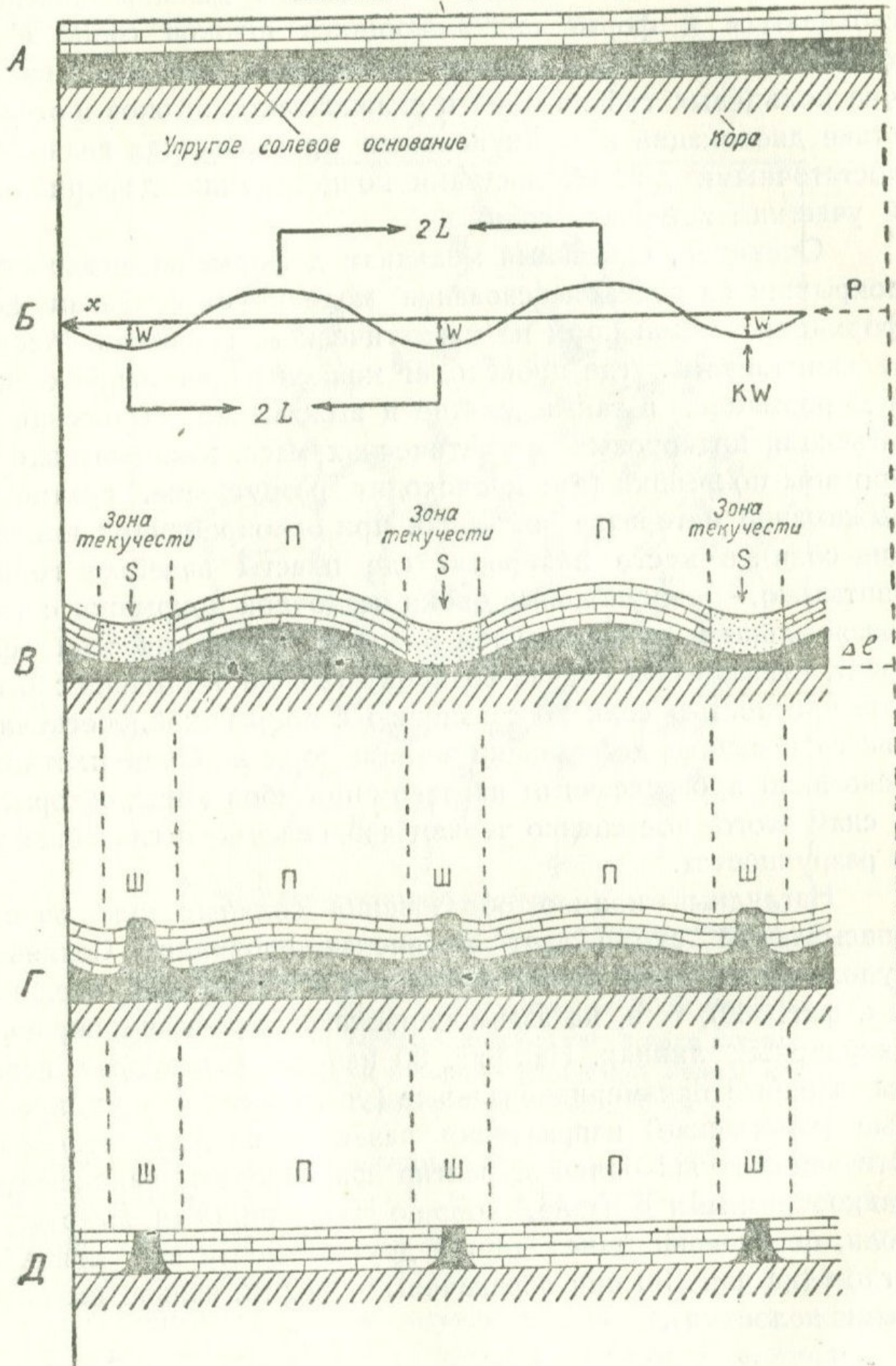
Ход процесса возникновения соляных куполов схематически иллюстрирован на фиг. 29.

После зарождения штоков соли, пронизывающих всю осадочную покрывку, деформации последней должны концентрироваться внутри ареалов выхода соли, где прочность нулевая, причем деформации изгиба покрывки будут отсутствовать. В условиях непрекращающегося накопления осадков процесс дальнейшего роста штоков соли будет идти так, как это изложено в интересной работе Ю. А. Косыгина<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Ю. А. Косыгин, Механизм образования соляных куполов. БМОИП, новая серия, т. 4, отд. геол., т. XX (5—6), 1945.

Фиг. 29. Схема развития соляных куполов субгеосинклинали. А — осадочная недеформированная покрывка на упругом солевом основании. Б — кривая изгиба срединной поверхности покрывки после приложения критической силы  $p$ . ( $L$  — ширина прогибов и поднятий,  $w$  — прогиб,  $kw$  — противодействие соли). В — при изгибе покрывки образовались прогибы и поднятия и соответствующие им аномальные массы соли, так же как и при деформации коры на магматическом основании. Концентрация деформаций и разрушение (текучесть) покрывки, согласно закону Архимеда, происходит в прогнутых зонах путем брекчирования пород. Г — после брекчирования прогнутых зон изгибающий момент снизился до нуля. При этом условии покрывка выпрямляется, поднятые зоны покрывки ( $n$ ) оседают, вытесняют из-под себя избыточные массы соли, которые перетекают под разрушенные прогибы и, выжимая брекчированные массы (инверсия прогиба), продавливаются наружу, образуя штоки. Куполовидность структур обусловлена всесторонним равномерным сжатием покрывки. Д — после полного вытеснения масс материнской залежи соли установилось гидростатическое равновесие по всей покрывке (гипотетический случай). Излившиеся массы соли были растворены и унесены за пределы покрывки.

Осадочная покрывка - плита



Фиг. 29.

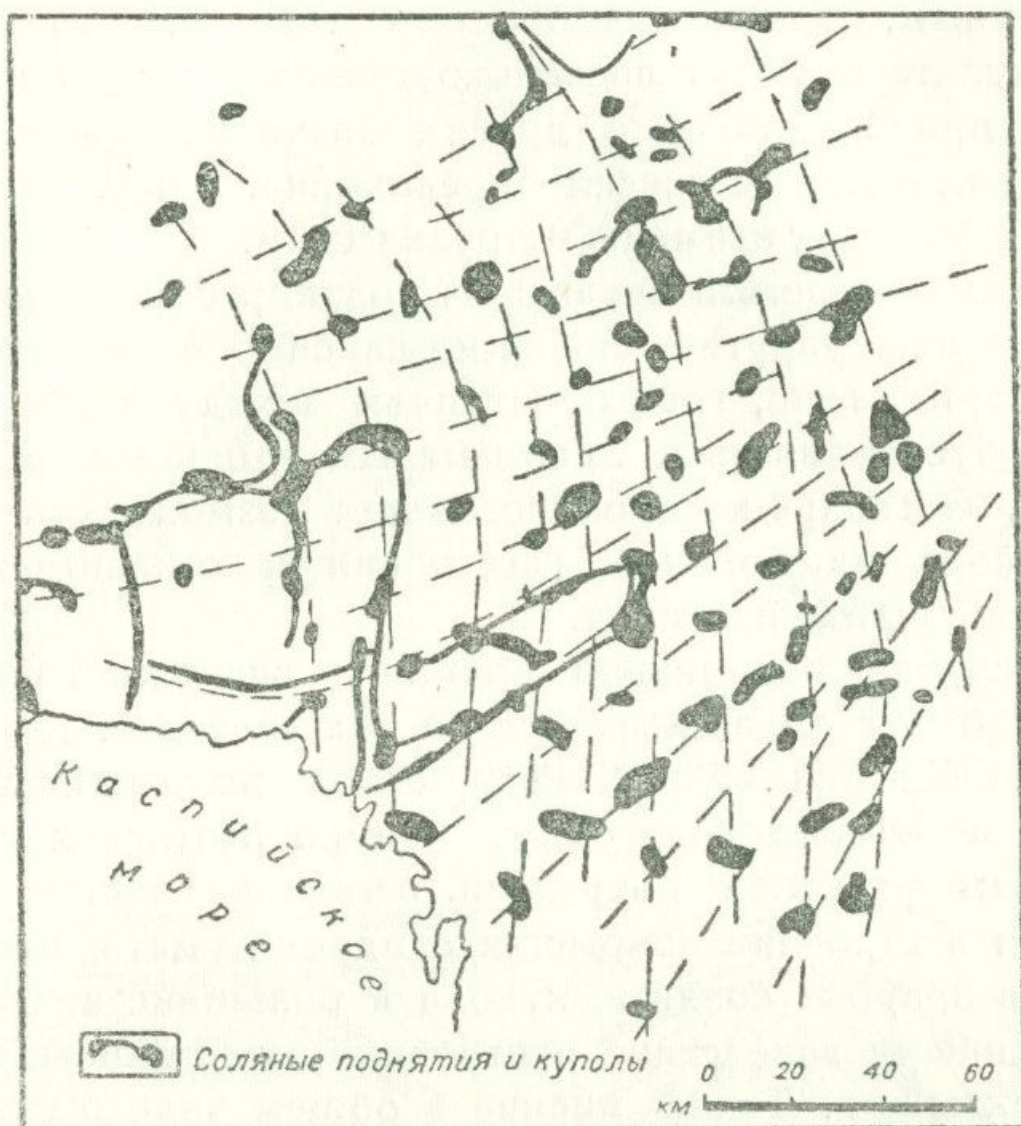
В этой стадии формирования соляного купола недиагенетизированные осадки и молодые их пласты должны приспособиться к форме поднимающихся штоков соли. Интенсивная дислокация пластов надсолевого комплекса, наличие кольцевых синклиналей в экзоконтакте штоков и отсутствие дислокаций в межкупольных пространствах являются достаточными доказательствами концентрации деформаций к участкам истечения соли.

Очевидно, описанный механизм деформации осадочной покрывки на солевом основании моделирует механизм деформации земной коры на магматическом основании. Место геосинклиналей, где происходит концентрация напряжений и деформаций, а также смятие и выжимание отложений и инъекция подкоровых магматических масс, занимают здесь прогибы покрывки (где происходит разрушение, смятие и выжимание материала покрывки при одновременной инъекции соли), а место платформ, где пласты залегают горизонтально, - межкупольные блоки осадочной покрывки с горизонтальным же залеганием пластов. Энергетический эффект, связанный в случае солянокупольной тектоники с низкой плотностью соли по сравнению с покрывкой, обеспечивается в случае деформации земной коры на более плотном основании прогрессивным нагревом прогибов коры, которые, в силу этого, постепенно теряют свою несущую способность и разрушаются.

Наглядный пример образования соляных куполов по описываемой схеме дает Эмбенская провинция. Соляные купола размещены здесь, в общем, в шахматном порядке (см. фиг. 30), т. е. на взаимопересекающихся-взаимоперпендикулярных линиях. На фиг. 30 нанесены наиболее ясно выраженные близмеридиональные (уральские) и близширотные (кавказские) направления развития соляных куполов. Эти направления более эффектно фиксированы линейными, дайкообразными в плане, хорошо выраженными выходами соли, пересекающимися друг с другом почти под прямым углом (на фиг. 30 они обозначены черными, сильно вытянутыми полосами).

Расстояние  $2L$  между центрами смежных куполов составляет в Эмбенской провинции примерно  $20 \pm 5$  км. Оно должно быть определено из формулы

$$2L = \frac{2\pi}{\sqrt{1+z}} \sqrt{\frac{h\sigma}{k}}$$



Фиг. 30. Схема размещения соляных куполов Эмбенской провинции (по А. А. Богданову из В. В. Белоусова. Направления зарождения куполов в виде штриховых линий нанесены автором). Расстояние между центрами куполов составляет  $20 \pm 5$  км.

получающейся из сравнения (2.26) и (2.27). Подставляя  $h = 2$  км,  $\sigma = 350$  кг/см<sup>2</sup>,  $k = 2,13 - 1,03 = 1,1$  г/см<sup>3</sup> (подводная деформация),  $z = 0$ , получаем  $2L = 15$  км. При  $h = 1$  км получаем  $2L = 11$  км, а при  $h = 3$  км,  $2L = 19$  км.

В Гольф-коусте расстояние между куполами нередко достигает 30 км. Такого порядка величину получаем из

указанной формулы при  $h = 6$  км. Мощность осадочной по-  
крышки в этой провинции достигает, как указывалось,  
5—10 км. Расстояние между куполами на Колорадском пла-  
то составляет около 20 км при мощности надсолевой по-  
крышки около 6 км (см. фиг. 31).

Во всех трех случаях совпадение получается удовлет-  
ворительным, однако необходимо указать, что получен-  
ные результаты могут несколько меняться в ту или другую  
сторону при подстановке других значений мощности по-  
крышки, которая не совсем определена, ввиду отсутствия  
точных данных о времени интрузии соли.

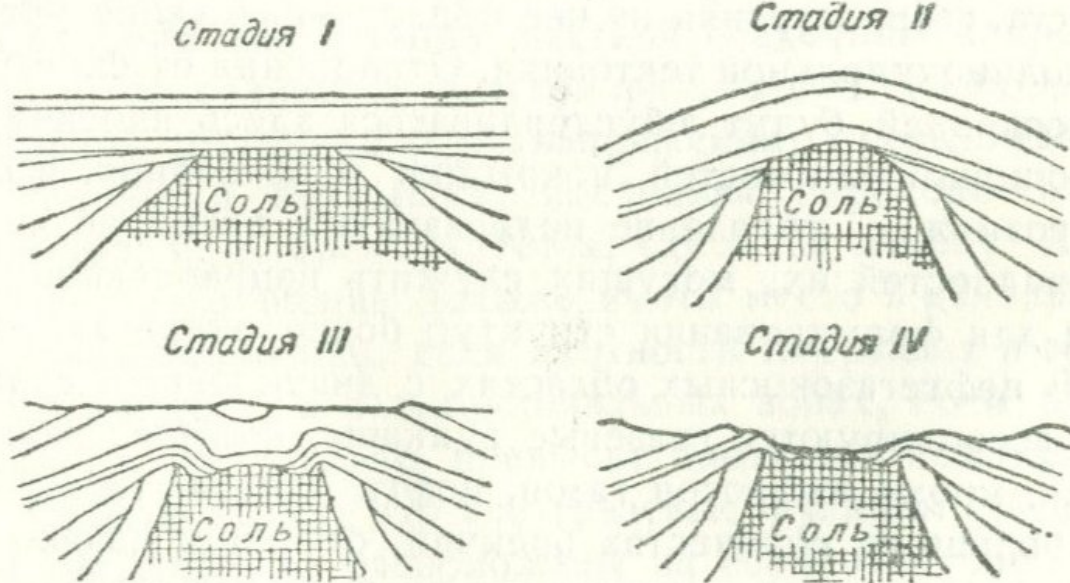
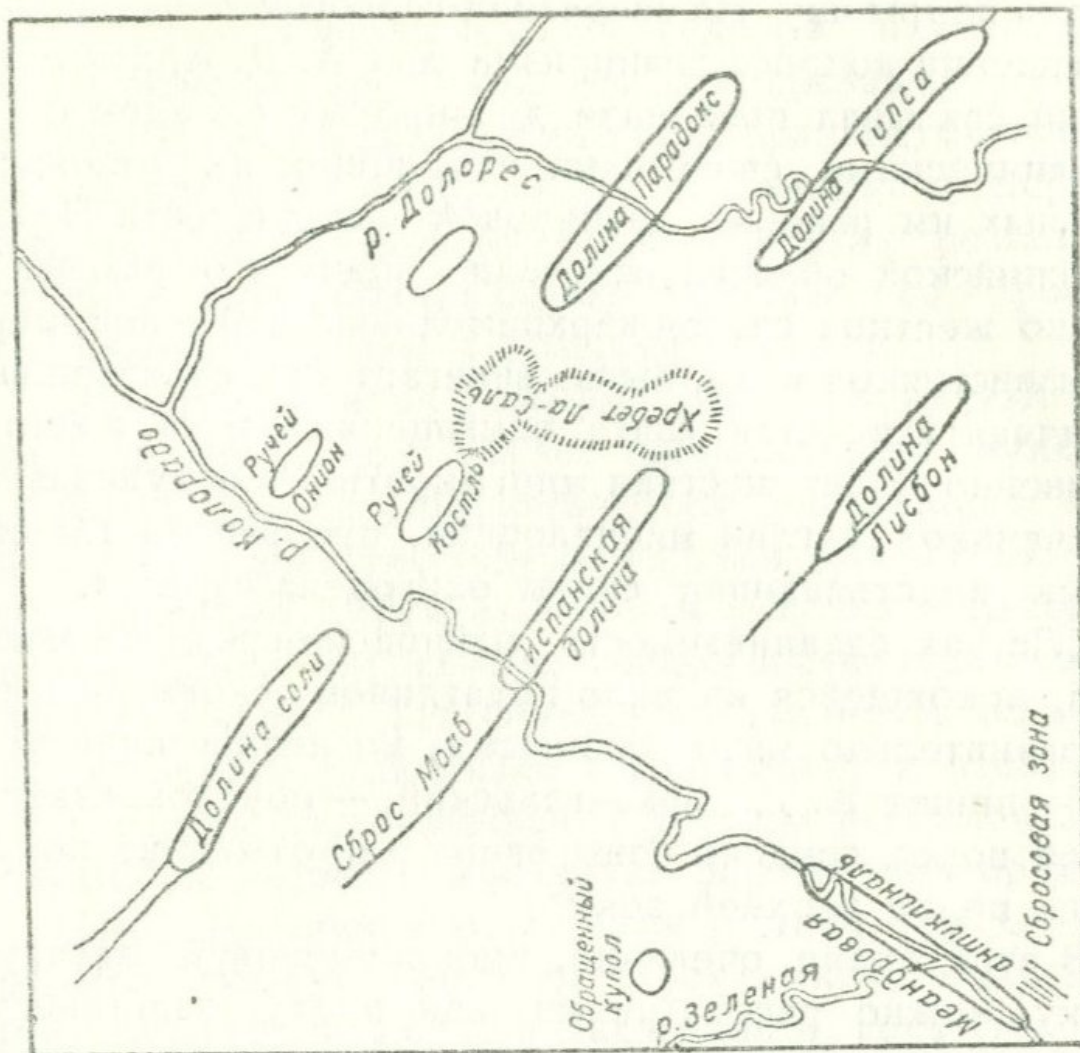
Рассматриваемый механизмы можно распространить, ко-  
нечно, на все упругие среды независимо от их плотности  
(на ангидрид, гипс, глины). Отличия между ними и солью  
будут обуславливаться лишь малым удельным весом по-  
следней, благодаря которой возникает возможность переме-  
щения соли на большие расстояния и относительно бы-  
строе разрушение прогибов.

В случае переменной толщины осадочной покрывки  
прогибы будут образовываться на тех участках, где толщи-  
на покрывки минимальна. Разрушение покрывки и после-  
дующее истечение соли будут приурочиваться к этим ма-  
ломоощным участкам покрывки. Учитывая частые неоднородности в строении покрывки следует думать, что наблюдаемые в природе соляные купола в большинстве связаны с разрушенными вследствие прогибания малоощными участками покрывки. Такое мнение в общем виде было высказано В. Е. Руженцевым<sup>1</sup> применительно к Урало-Эмбенской провинции и А. Надаи в известной его работе „Пластичность“ (1948 г.), где он именует такие участки покрывки участками „слабизны“.

В свете изложенного механизма следует толковать, в частности, диапировую складчатость, характеризующуюся, как и в случае соляных куполов, наличием ядра из высокопластичных глинистых масс, протыкающего относительно

---

<sup>1</sup> В. Е. Руженцев, Основы тектоники Урало-Эмбенского района. БМОИП, отд. геол., вып. 1—2, 1930.



Фиг. 31. Схема расположения соляных куполов-антиклиналей на плато Колорадо, между рр. Зеленая и Долорес (по Стоксу). Материнская залежь соли подчинена верхнепалеозойской формации Гермоза, мощностью 1000—1300 м. Покрышка представлена мезозойскими отложениями мощностью 3000 м. Над ними залегают третичные отложения максимальной мощностью до 3000 м. Рост соляных штоков начался в перми и продолжался до неогена. Расстояние между центрами ближайших куполов порядка 20 км. Внизу показан рост куполов.

жесткую покрывку. На основании геологических данных лучшее решение вопроса диапиризма дал А. Д. Архангельский<sup>1</sup>, который связывал появление диапировых складок с литолого-механическими свойствами слагающих их отложений. В изученных им районах диапировой складчатости Черноморско-Каспийской области основание видимого разреза представлено жесткой свитой верхнемеловых мергелей, мергелистых известняков и др. Выше залегает относительно высокопластичная глинистая свита олигоцена-сармата, а еще выше несравненно более жесткая многократно чередующаяся свита песчаников и глин миоплиоцена, прорванная глинистыми массами подстилающей свиты олигоцена-сармата.

„Легкая сдавливаемость майкопско-средиземноморской толщи, покоящейся на мало податливом основании и покрытой сравнительно мало прочными, но непластичными породами, — пишет А. Д. Архангельский, — обуславливает выпучивание пород средней зоны вверх и протыкание покрывающих ее пород верхней зоны“.

В этой схеме, очевидно, миоплиоценовую жесткую покрывку можно рассматривать как плиту, залегающую на упругом, глинистом основании майкопско-средиземноморского возраста, распространяя на нее приведенные выше уравнения для солянокупольной тектоники. Отклонения от схемы развития последней будут обуславливаться здесь изменчивостью соотношений плотностей покрывки и основания, в связи с чем возможно появление недоразвитых диапиров и других разновидностей их, могущих служить направляющими центрами для формирования структур более молодых пластов.

В нефтегазоносных областях с диапировыми складками тесно ассоциируются грязевые вулканы, которые характеризуются, кроме выбросов газов, нефти и воды, также выбросами большого количества брекчий, берущих начало из отложений, залегающих иногда на глубине нескольких километров (на Апшеронском полуострове до глубины порядка

---

<sup>1</sup> А. Д. Архангельский, Несколько слов о генезисе грязевых вулканов Апшеронского полуострова и Керченско-Таманской области. БМОИП, № 3—4, 1925.

10 км). И. М. Губкин и С. Ф. Федоров<sup>1</sup> пришли к выводу, что в Крымско-Кавказской области грязевые вулканы все приурочиваются к диапирового типа брахиантиклиналям, причем подавляющее большинство их связано с периклинальными частями складок, особенно в местах резких изгибов антиклинальных линий, а остальная часть — со сбросами, приуроченными к сводам и крыльям складок.

Движущей силой грязевых вулканов являются сжатые газы, так же как и в случае магматических вулканов (подробнее см. раздел „Магматическая деятельность“), которые приводятся в действие тектоническими сжимающими силами, разгружающими путем изгиба или разрыва газоносные пласты и дающие, тем самым, возможность газам совершить работу на выброс<sup>2</sup>. Тектоническая активность областей развития грязевого вулканизма в современную эпоху известна и роль ее как разгружающего фактора несомненна, но затруднителен вопрос о механизме образования брекчий.

Н. С. Шатский и В. Е. Хаин (устное сообщение) полагают, что брекчии возникают в зонах крупных разломов, к которым приурочиваются в дальнейшем грязевые вулканы. Другая возможность образования брекчий заключается в самом условии деформации жесткой осадочной покрывки на упругом основании, о чем говорилось при разборе солянокупольной тектоники. При напряжении, превышающем предел прочности покрывки, последняя переходит в текучее состояние, т. е. брекчируется. Согласно закону Архимеда подобное разрушение должно иметь место в центриклинальных зонах покрывки, если плотности покрывки и основания одного порядка, и в антиклинальных зонах, если плотность основания значительно превысит плотность покрывки.

Судя по тому, что все грязевые вулканы, за исключением тех, которые расположены на сбросовых линиях, приурочены к периклинальным частям брахиантиклиналей, сле-

---

<sup>1</sup> И. М. Губкин и С. Ф. Федоров, Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с нефтеносностью. Тр. XVII Междуна. геол. конгресса, т. IV, 1940.

<sup>2</sup> А. Т. Асланян, О природе вулканических явлений. ДАН Армянской ССР, т. III, № 5, 1951.

дует полагать, что разрушение покрывки произошло при первом условии — при условии приблизительной равенности плотностей покрывки и основания. Следовательно, наблюдаемое распределение грязевых вулканов не противоречит механизму деформации осадочной покрывки в упругой среде.

Резюмируя вышеизложенное о деформациях осадочной покрывки, происходящих в период прогибания коры, приходим к выводу, что в этот период покрывка способна образовывать складки прерывистого типа, как в результате пластических деформаций, происходящих под непосредственным действием сжимающих горизонтальных сил, так и вследствие потери устойчивости при наличии под нею вязко-пластических текучих масс.

### 3. Деформации осадочной покрывки при инверсии прогибов коры

Рассмотрим теперь характер деформаций осадочной покрывки в связи с инверсией геосинклиналей.

Как было показано выше, кора, мощностью 30—40 км и с модулем упругости 600—800 тыс. кг/см<sup>2</sup>, образует при контракции астеносферы разнообразные прогибы и поднятия шириной от 1000—1500 км до 50—60 км.

Прогибы и поднятия высшей формы, отвечающие наибольшим критическим нагрузкам и имеющие минимальную ширину порядка 50—60 км, отвечают по своим размерам и характеру тектонического развития синклиниям и антиклиниям, отчетливо выделяющимся во всех складчатых сооружениях. Глубина прогибов, согласно формуле (3.14), может достигать в подводных условиях деформации более 15—20 км, чему будут соответствовать углы падения подошвенного пласта осадочной линзы порядка 40—60°. Дальнейшее упругое искривление коры ограничивается ее прочностью. Потеря прочности коры происходит либо путем раздробления, либо путем перехода из твердого состояния в текучее, пастальное состояние.

За разрушением прогиба следует его инверсия (выпучивание), которая осуществляется комбинированным дейст-

внем противодействия субстрата и бокового давления вне геосинклинальных областей коры. Результатом инверсии будут выдвижение горного сооружения на месте прогиба и повторное смятие материала коры и линзы осадочных отложений, а также регрессия моря.

О механизме формирования горного сооружения говорилось выше и здесь нам необходимо остановиться лишь на механизме смятия, результатом которого является дислокационная складчатость.

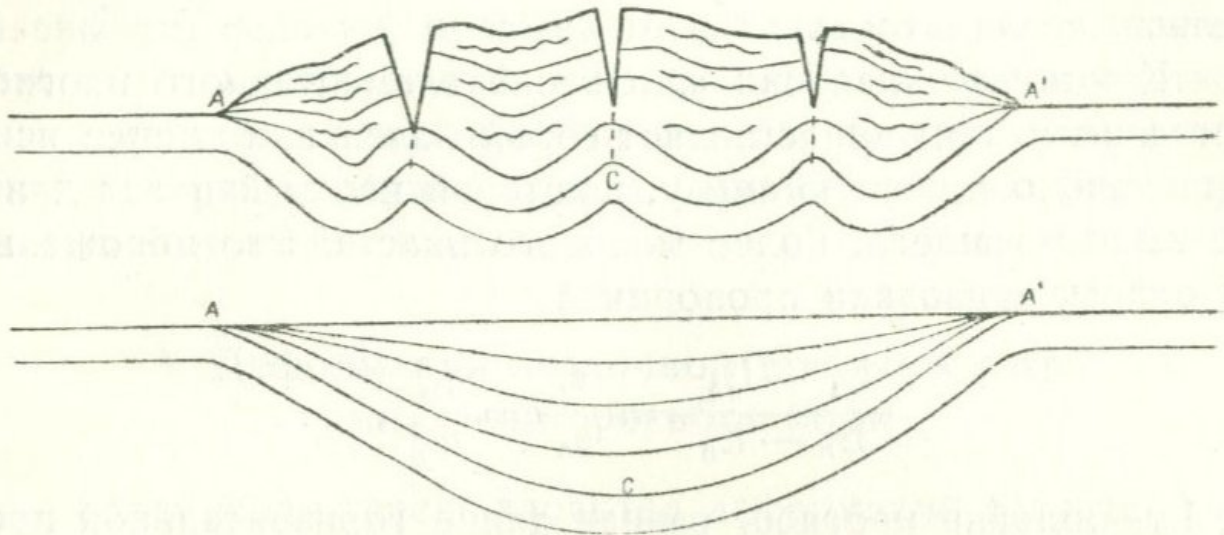
К моменту инверсии заполнение элементарного прогиба (мегасинклинали) представляет собой более или менее ясно выраженную слоистую линзу, в которой каждый пласт длиннее вышележащего, более молодого пласта. Это положение мы охарактеризовали пропорцией

$$\frac{L_1 - L_0}{L_n - L_0} = \frac{\epsilon_1}{\epsilon_n} = \frac{h_1^2}{h_n^2},$$

где  $L_0$  — ширина прогиба, равная длине горизонтальной проекции пластов,  $L_1$ ,  $L_n$  — длина пластов на соответствующих глубинах  $h_1$ ,  $h_n$ , а  $\epsilon_1$ ,  $\epsilon_n$  — коэффициенты сжатия пластов (коэффициент сжатия есть разность между длиной пласта и его горизонтальной проекцией, деленная на длину горизонтальной проекции). Края осадочной линзы можно представить закрепленными шарнирно, т. е. линза блокирована форлами прогиба (см. фиг. 32).

При равномерной, симметричной инверсии прогиба все пласты последовательно должны пройти через рамку наиболее молодого короткого пласта, длина которого равна ширине прогиба, которая, в свою очередь, равна горизонтальной проекции всех пластов линзы. Поскольку линза блокирована, то радиальные силы инверсии (реакция субстрата) вызовут тангенциальную реакцию со стороны смежных жестких блоков коры и, если до инверсии каждый пласт представлял собой простую дугу длины  $L_n$ , более или менее параллельную прогибу коры, то теперь для того, чтобы поместиться в узких рамках наиболее молодого пласта, т. е. в рамках собственной горизонтальной проекции, под влиянием такой реакции должен образовать ряд изгибов, шарьяжей и

др. нарушений. По существу это выражает самоочевидный геометрический факт, что дуга (геосинклинальный прогиб) длиннее собственной хорды, а сам процесс инверсии интрагеосинклинальной зоны представляет собой процесс продавливания через щель дугообразно изогнутой провисающей пачки вязких пластин, края которых закреплены на бортах щели.



Фиг. 32. Схема инверсионной складчатости. Внизу — недислоцированная осадочная линза перед инверсией прогиба. Вверху — та же линза после инверсии прогиба. Нижние горизонты линзы собраны в нормальные антиклинальные и синклиналильные складки, верхние же горизонты, в которых пласты короче нижних, испытали разрыв в зонах антиклинальных перегибов, являющихся благоприятными участками для развития речных долин.

На возможность складкообразования, представляемой наличием разности между дугой и хордой прогиба, впервые указали Ю. А. Косыгин и В. А. Магницкий<sup>1</sup>. Смятие при таком механизме складчатости будет расти от более молодых, заведомо более коротких пластов к более древним, заведомо более длинным пластам линзы (см. фиг. 32).

Наиболее существенной особенностью рассматриваемого механизма, отличающего его от классического контракционного механизма складчатости, является то, что дисло-

<sup>1</sup> Ю. А. Косыгин и В. А. Магницкий, О возможных формах геометрической и механической связи и первичных вертикальных движений магматизма и складкообразования. БМОИП, отд. геол., т. XXIII (3), 1948.

кационная складчатость, являющаяся здесь в основном результатом разности дуги и хорды геосинклинального прогиба, возникает не как результат спазматически быстрого уменьшения объема планеты, а подготавливается в течение всего периода углубления и заполнения прогиба, который длится иногда несколько геологических периодов или даже эр. Разность между длиной дуги и хорды прогиба создается здесь в процессе долгого эволюционного развития.

Кроме того, как уже отмечалось, **контракционный** механизм предполагает концентрацию деформаций в наименее жестких зонах путем скольжения коры. В период инверсии, когда модуль упругости коры в прогибе уменьшился до нуля, кора в ближайших внегеосинклинальных областях практически не испытывает деформации изгиба и скользит в направлении разрушенного прогиба. Вследствие этого, главная часть остаточных деформаций коры концентрируется в прогибах, испытывающих инверсию, и последние, таким образом, реализуют на смятие разность не только между собственной хордой и дугой, но и обратимую разность между таковыми во внегеосинклинальных областях, где она была создана тоже в процессе длительного эволюционного развития (см. фиг. 22).

Инверсионный механизм дислокационной складчатости снимает высказанное А. Холмсом главное, и пожалуй единственное, возражение против контракционной теории о том, что Земля в течение альпийского цикла орогенеза не могла уменьшиться в объеме настолько, чтобы объяснить наблюдаемое смятие соответствующих отложений, тем более, что альпийская складчатость более интенсивная, чем предыдущие герцинская и каледонская складчатости. Это возражение, действительно, напрашивается само по себе, если, следуя Холмсу и его предшественникам, исключить возможность концентрации деформации путем скольжения коры, создающим за короткий срок большие локальные геосинклинальные прогибы, и связывать складчатость просто с боковым раздавливанием прогиба.

Другое возражение против контракционного механизма

привел недавно Е. Н. Люстих<sup>1</sup>. Его возражение относится к механизму складкообразования путем непосредственного сближения платформ, имеющих мощность более нескольких десятков километров, и сводится к тому, что у поверхности осадочной линзы должны наблюдаться растянутые и разорванные пласты без всякой волнистости и что складчатость могла развиваться на некоторой глубине, прогрессивно увеличиваясь от более молодых к более древним пластам. Выше мы показали, что мощность коры как твердой оболочки составляет действительно несколько десятков километров, почему возражение на этот счет отпадает. Что касается характера складчатости верхних слоев осадочной покрывки, то следует заметить вообще, что ни в одной из складчатых зон не сохранились эти верхние слои и поэтому ничего нельзя сказать о характере их дислокаций. Однако, исходя из того факта, что пласты сильнее растянуты и разорваны в сводовых зонах антиклиналей и отрицательные формы микро-рельефа приурочены преимущественно к сводовым зонам антиклиналей (приуроченность речных долин преимущественно к антиклинальным структурам), можно заключить, что при складчатости геосинклинальных отложений действительно происходит растяжение и разрыв пластов верхних горизонтов осадочной линзы (см. фиг. 32). Это положение наряду с другим положением об усилении складчатости с глубиной сразу следует из пропорции (3.35) и может служить подтверждением инверсионного механизма дислокационной складчатости.

Дислокации при инверсии могут проявляться в самых разнообразных формах в зависимости от абсолютной мощности линзы и характера распределения самих мощностей, от прочности линзы, от характера структурной складчатости, возникшей при накоплении осадков, и литологического состава пород. Наиболее естественным является предположение, что дислокация осадочных отложений при инверсии прогиба будет контролироваться структурами кристаллического фундамента и структурами, возникшими в период накопления осадков.

---

<sup>1</sup> Е. Н. Люстих, К вопросу о механизме складкообразования. ДАН СССР, т. XV, № 6, 1949.

Изучение контакта осадочной покрывки и метаморфического субстрата показывает, что в геосинклинальных зонах они дислоцированы совместно, хотя углы падения у пород субстрата бывают круче и наблюдается некоторое азимутальное несогласие с покрывкой. Отсюда следует, что полное разупрочнение коры при прогибании на верхние ее слои не распространяется. Если мы одним из основных факторов разупрочнения считаем термическое воздействие магматического субстрата, а полная инверсия наступает при амплитуде прогибания порядка 10—15—20 км, то естественно думать, что в текучее состояние переходят лишь нижние и средние горизонты коры, а верхние горизонты испытывают лишь пластические изменения.

Указанные верхние слои коры и перекрывающую их осадочную покрывку назовем геосинклинальным комплексом и предположим, что этот комплекс в грубом приближении представляет собой однородную плиту. Нижележащие слои коры, перешедшие в текучее состояние, можно рассматривать как упругое основание. Плотность их мы можем принять 2,67 (плотность расплавленного диорита 2,6) и, положив, что инверсия прогиба начинается в подводных условиях (плотность морской воды 1,03), получим  $k = 1,34 \text{ г/см}^3$ . Приведенный модуль упругости комплекса попрежнему возьмем  $30 \text{ кг/см}^2$ . Тогда, пользуясь формулой (2.16), получим ширину прогибов и поднятий при мощности комплекса  $h = 2 \text{ км}$  —  $L = 2 \text{ км}$ , при  $h = 5 \text{ км}$  —  $L = 3,5 \text{ км}$ , при  $h = 10 \text{ км}$  —  $L = 6,5 \text{ км}$ , при  $h = 15 \text{ км}$  —  $L = 8,5 \text{ км}$  и при  $h = 20 \text{ км}$  —  $L = 10,5 \text{ км}$ .

Как видим, эти прогибы и поднятия по своим размерам укладываются в размеры обычных синклиналей и антиклиналей, входящих в состав более крупных синклинориев и антиклинориев, возникающих на месте мегасинклинальных и мегаантиклинальных упругих прогибов коры.

Если предположить, что осадочная покрывка геосинклинального прогиба содержала выдержанные внутриформационные горизонты текучих масс (глины, мергели, соль и др.) и не испытала структурной складчатости в период упругого коробления коры, то жесткие ее члены, залегающие

на указанных текучих массах, должны более или менее волнообразно дислоцироваться во время инверсии прогиба. Рассмотренные выше примеры деформации осадочной покрывки на солевом и глинистом основаниях можно также распространить на период инверсии прогиба.

Как и в случае совместной деформации верхних горизонтов кристаллического субстрата и осадочной покрывки, так и в рассматриваемом случае деформации жестких горизонтов покрывки на упругом глинистом основании, в начале инверсии должны образоваться антиклинальные и синклиналильные складки, которые в дальнейшем, при усилении инверсии, могут осложняться разнообразными разрывными нарушениями, особенно в условиях попутного сближения ограничивающих прогиб платформ.

Согласно пропорции (3.35), выпучивание прогиба будет сопровождаться растяжением и разрывами верхних слоев осадочной линзы, которые, как отмечалось, должны приурочиваться к сводовым зонам растущих, выпучивающихся антиклинальных складок (фиг. 32). После разрыва в направлении осей поднятий изгибающий момент в верхних пластах последовательно уменьшается до нуля и потенциальная энергия их переходит почти всецело (исключая расход энергии на преодоление сил трения при скольжении) в синклиналильные зоны, что усиливает момент сил, действующих на нижележащие пласты. Таким образом, в противоположность случаю волнообразного изгиба коры на упругом магматическом основании, имеющему место при общем ее оседании, осадочная покрывка на упругом основании испытывает при инверсии изгиб таким образом, что деформации концентрируются в зонах антиклиналей, которые становятся зонами абсолютного поднятия, в то время как дополняющие их синклинали остаются зонами относительного погружения.

Основным показателем интенсивности смятия в структурной геологии считается коэффициент сжатия или складчатости, под которым подразумевается отношение разности поверхности и горизонтальной проекции пласта к горизонтальной проекции. Определений коэффициента складчатости произведено сравнительно немного. Из литературы известно,

что для Донбасса он достигает 18% (П. И. Степанов, 1903; В. И. Яворский, 1925), для Юрских гор — 20—25% (А. Гейм, 1876), для Аппалачей — от 26% (Б. Виллис) до 35% (П. Клейполь). По нашим вычислениям коэффициент складчатости составляет для высокогорной зоны восточной половины Большого Кавказа 45—65%, для Малого Кавказа — 15%, Триаletского хребта — 25—30%, Эльбурса — 25—30%, Калифорнии — порядка 20% (в бассейне Венчур), для зеленокаменной полосы Урала — 8—11% и т. д. Эти цифры очевидно могут иметь лишь ориентировочное значение; грубые прикидки по известным геологическим профилям показывают, что в указанных интервалах находятся также значения коэффициента складчатости остальных складчатых геосинклинальных сооружений, причем для складчатых сооружений молассового (юрского) нормального типа с хорошо развитыми линейными антиклинальными и синклинальными складками этот коэффициент колеблется обычно в пределах 10—25%. Исключительно большие значения коэффициента складчатости указываются лишь для Альп — в пределах 100—200% (Г. Джеффрис принимает для Альп  $\epsilon = 200\%$ ).

Выше мы показали, что при инверсионном механизме складчатости деформация для молодых, слабо эродированных цепей может быть определена в грубом приближении из формулы

$$\epsilon = \frac{2}{3} \cdot \frac{z_{\max}}{H} \cdot \frac{D_2}{D_2 - D_1}$$

Полагая здесь  $H = 37$  км,  $D_2 = 3,32$ ,  $D_1 = 2,75$ , получаем

$$\epsilon_{\max} \approx 10 z_{\max} \%$$

где  $z_{\max}$  — максимальная относительная высота складчатого хребта (в километрах), возникшего на месте прогиба коры, а  $\epsilon_{\max}$  — максимальное значение коэффициента складчатости, характеризующее смятие при инверсии подошвенного горизонта осадочной линзы.

Подставляя  $z_{\max} = 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8$  км получаем соответственно для  $\epsilon_{\max}$  значения 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70 и 80%. Для среднего горизонта осадочной линзы из формулы

$$\frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_{\max}} = \frac{h_2^1}{h_{\max}^2}$$

получим  $\varepsilon_1 = \frac{1}{4} \varepsilon_{\max}$  (полагая  $h_{\max} = 2 h_1$ ). Для этого

уровня указанные значения  $\varepsilon_{\max}$  должны быть уменьшены в 4 раза, т. е. получим против указываемой Г. Джеффрисом для Альп величины  $\varepsilon = 200\%$ , всего  $\varepsilon = 50\%$ . Для складчатых горных сооружений, где метаморфический фундамент выведен в гребневую зону хребта, расчет следует вести из условия  $h_1 = h_{\max}$ , т. е. по формуле  $\varepsilon_{\max} = 10 z_{\max} \%$ .

Величина  $\varepsilon_{\max} = 80\%$  должна быть отнесена к высочайшему Гималайскому хребту. Для высокогорных сооружений типа Б. Кавказа, Памира, Тянь-Шаня, Альп и др., высотой 5—6 км, максимальное смятие должно достигнуть величины 50—60%, а для сооружений типа М. Кавказа, Триалет, Советских Карпат, высотой 2—3 км — величины 20—30%.

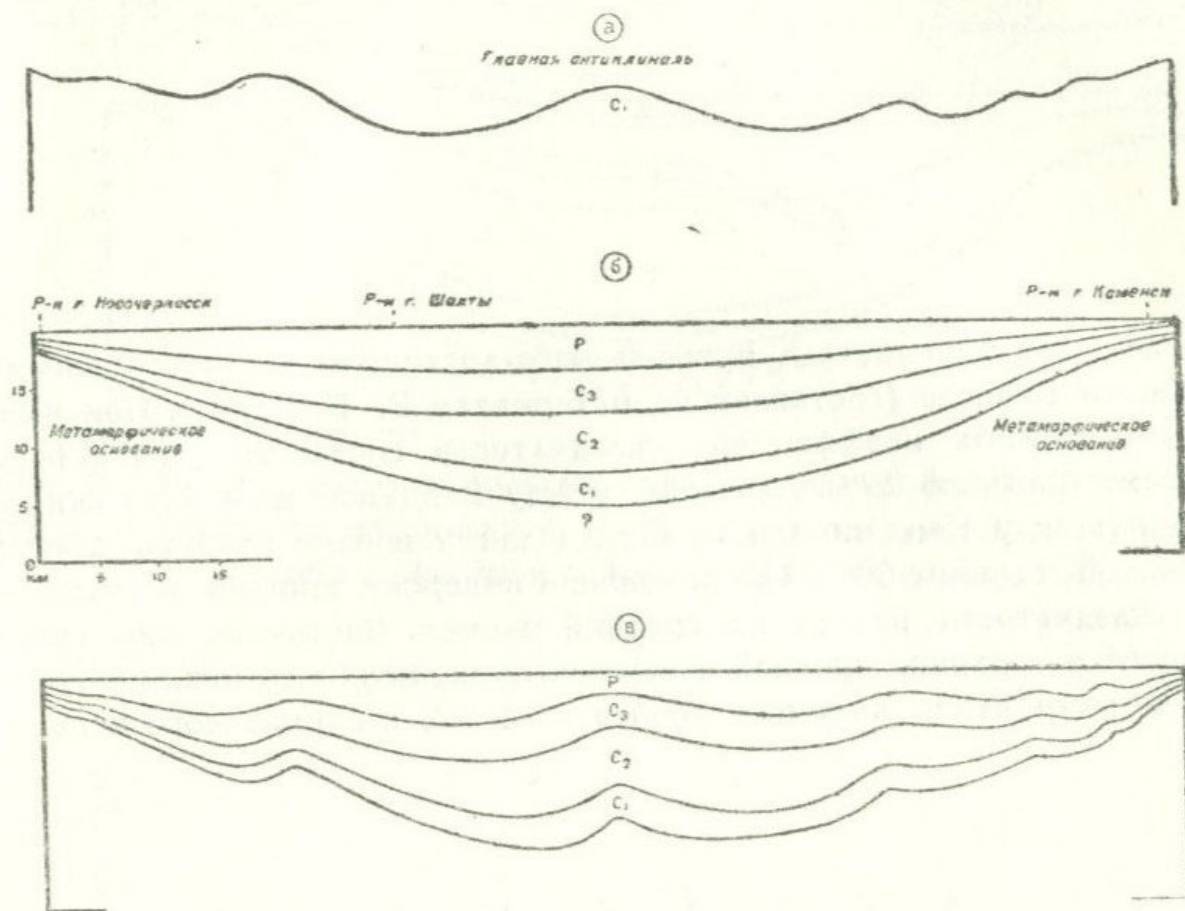
Следует отметить, что указанные значения деформации могут сильно уменьшиться в случае принятия в расчет значительно больших величин мощности коры. Согласно формуле (3.29), при  $H = 740$  км,  $\varepsilon$  уменьшается примерно в 20 раз и практически исключается возможность складкообразования (при такой мощности коры складчатость для Б. Кавказа составила бы 2—3% против 40—50% на случай  $H = 37$  км).

Ниже (фиг. 33—42) приведены упрощенные доинверсионные профили ряда геосинклинальных зон, которые все обнаруживают значительную разность между длиной дуги прогиба и его шириной и доказывают, таким образом, возможность складкообразования при выпучивании (поднятии дна) прогиба.

При невозможности концентрации деформаций дислокационная складчатость должна была явиться следствием лишь одной инверсии прогибов и иметь относительно меньшую интенсивность. При скольжении же коры, на указанную разность между дугой и хордой прогиба накладывается обратимая часть подобной же разности прогибов и поднятий внегеосинклинальных областей коры, которая, реализуясь

в выпучивающихся прогибах, усиливает инверсионную складчатость.

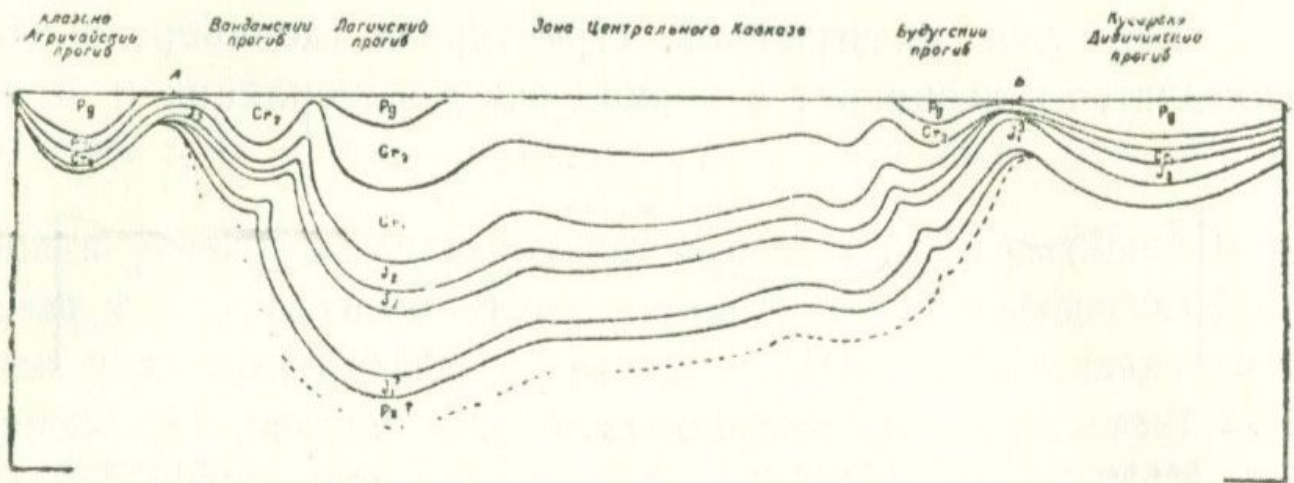
Как уже указывалось, структурная (доинверсионная) складчатость возникает в период осадконакопления и в на-



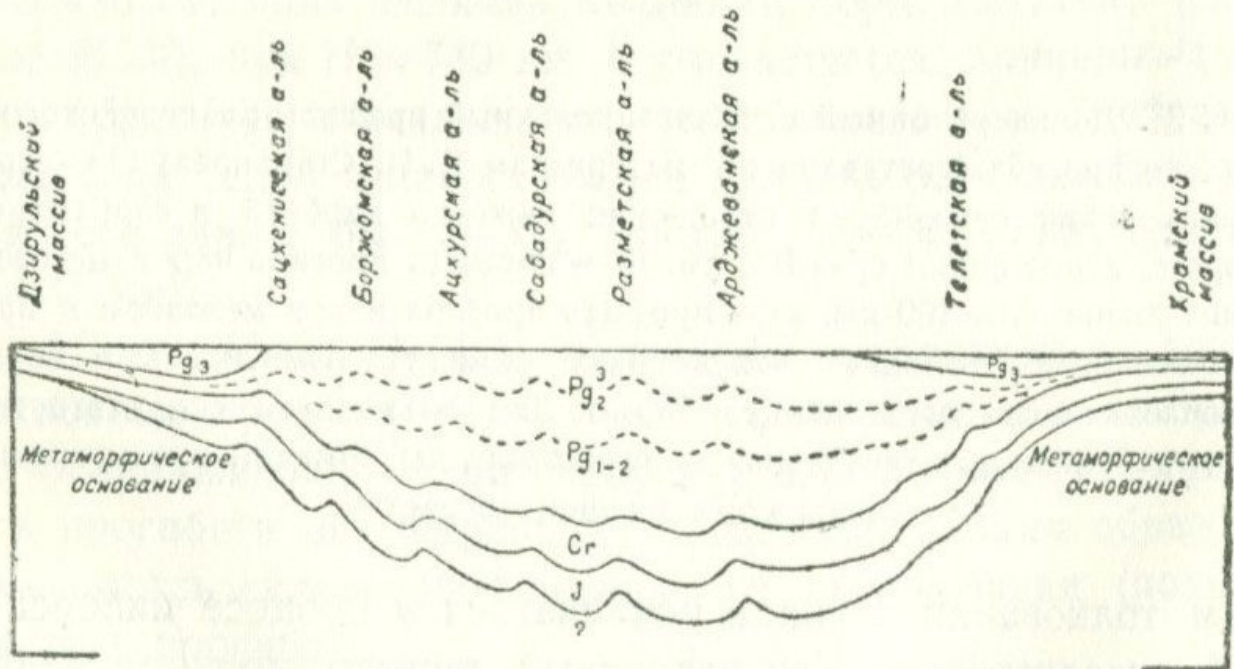
Фиг. 33. Доинверсионный схематизированный профиль палеозойского Донецкого прогиба (составлен по материалам П. И. Степанова) а) — структурная линия складчатых отложений нижнего карбона в современном разрезе; длина линии  $c_1 = 102$  км. б) — профиль прогиба перед мезозоем длина линии  $c_1 = 100$  км. в) — профиль прогиба перед мезозоем в предположении, что основные структурные элементы наметились в период накопления осадков; длина  $c_1 = 105$  км. Для объяснения складчатости в 18% требуется дополнительная концентрация деформаций путем выпрямления коры внешних областей.

шем толковании должна усиливаться в процессе инверсионной складчатости. Как наглядный пример доинверсионной складчатости можно привести, по данным В. Е. Хаина<sup>1</sup>, восточную часть куринской депрессии, где плиоплейстоценовая

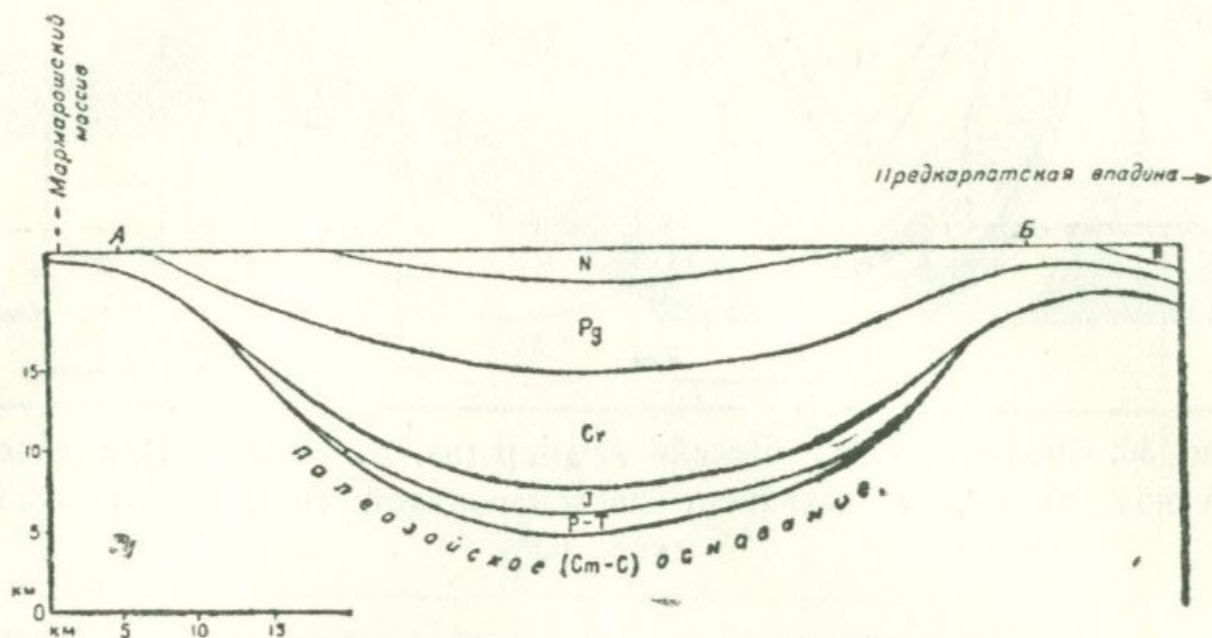
<sup>1</sup> В. Е. Хаин, Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Баку, 1950.



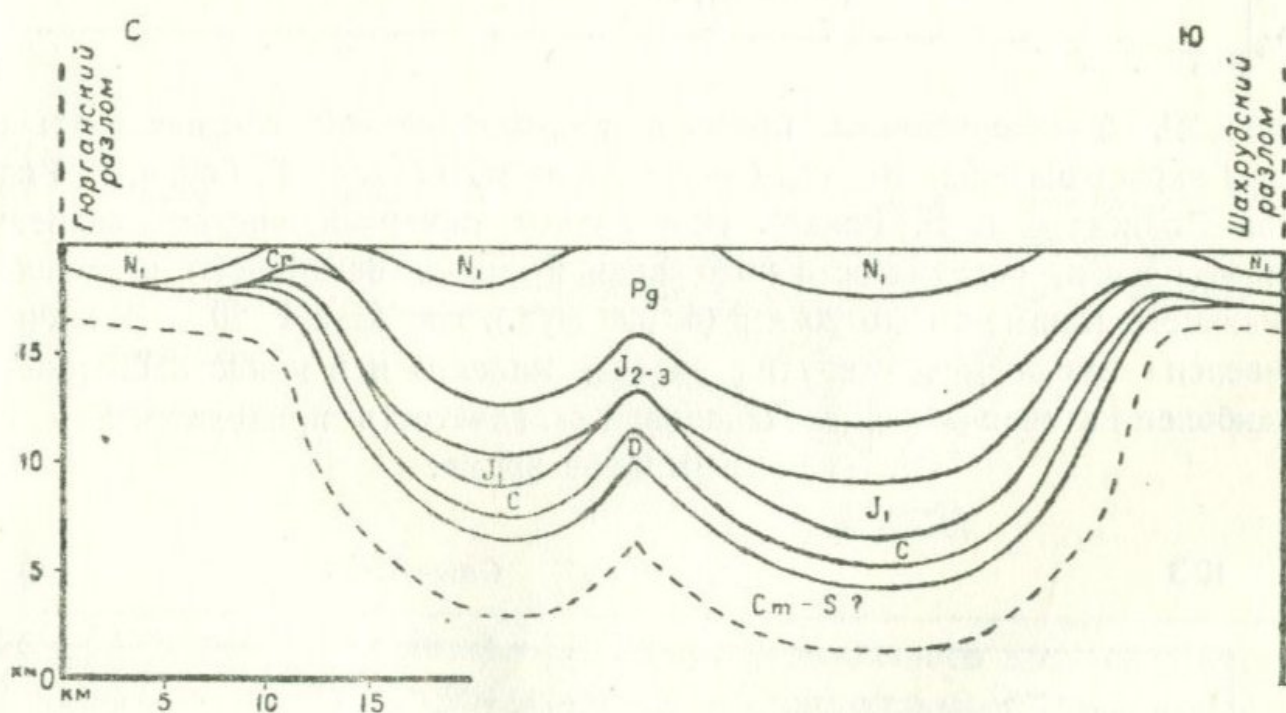
Фиг. 34. Доинверсионный профиль юго-восточной части геосинклинали Большого Кавказа (составлен по материалам В. Е. Хаина). При выворачивании прогиба коэффициент складчатости составляет для лейаса ( $I_1$ ) по всему профилю 25%. Для зоны между Вандамским и Будугским прогибами (между точками А и Б) 45%, а для наиболее глубоко прогнутой Лагичской подзоны 60%. Начало общей инверсии прогиба и связанной с нею складчатости падает на средний миоцен. Частичная инверсия наблюдается на границе средней и верхней юры, верхнего мела и палеогена. Формирование высокого хребта началось с сарматского века.



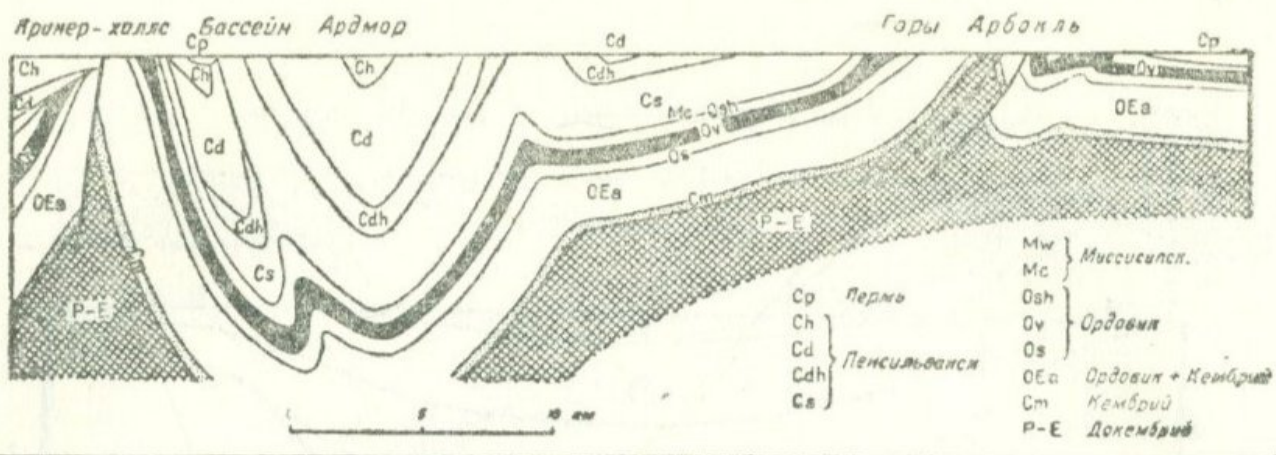
Фиг. 35. Доинверсионный профиль Аджаро-Триалетской геосинклинали (составлен по материалам П. Д. Гамкредидзе и М. И. Варенцова). При инверсии прогиба коэффициент складчатости меловых отложений ( $Cr$ ) составит 20%. В реальных профилях этот коэффициент составляет 25—30%. Начало общей инверсии и складчатости падает на средний миоцен. Частичная инверсия имела место внутри мела, на границе мела и палеогена, перед верхним эоценом и в олигоцене.



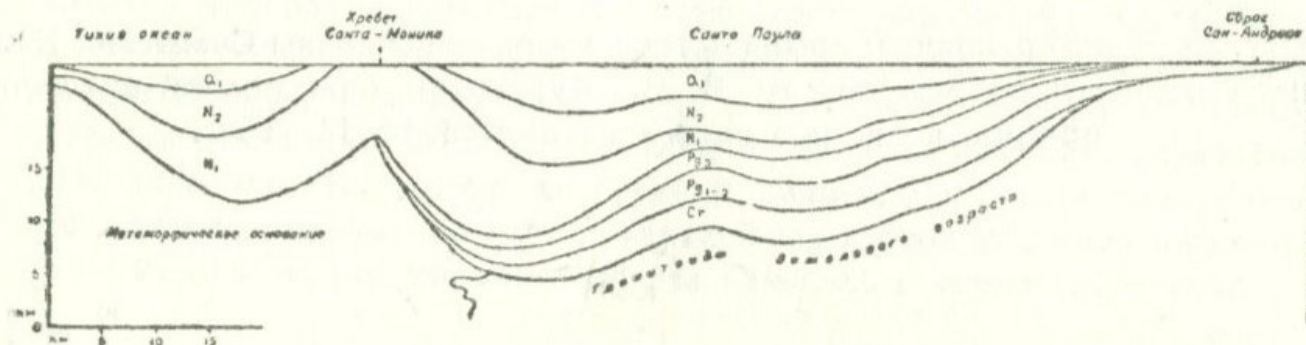
Фиг. 36. Доинверсионный профиль геосинклинальной зоны Советских Карпат (составлен по материалам В. М. Муратова). При полной инверсии прогиба возможно смятие отложений на 14—15%.



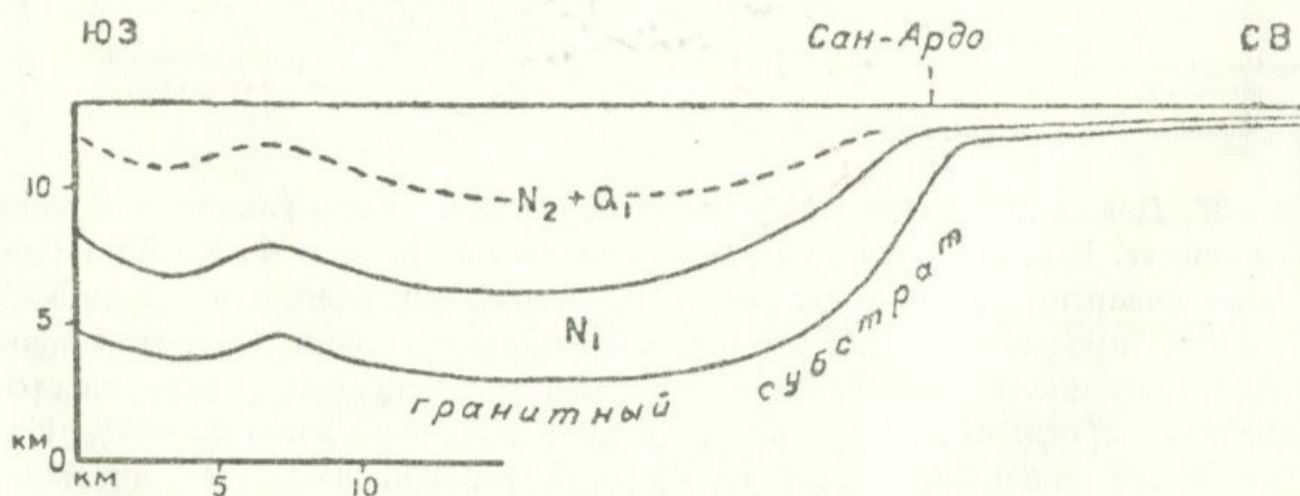
Фиг. 37. Доинверсионный профиль Эльбурской геосинклинальной зоны в створе гг. Гурган — Шахруд (составлен по материалам Ф. Клаппа). При полной инверсии прогиба складчатость отложений девона составит 25% по всему профилю, а для внутренней наиболее сильно прогнутой зоны 33%. Коэффициент складчатости, вычисленный непосредственно из геологических профилей, составляет в среднем для всей зоны 25—30%. Начало общей инверсии падает на средний миоцен, частичная инверсия имела место перед девоном, на границе между нижней и средней юрой, перед верхним мелом, палеогеном и нижним миоценом.



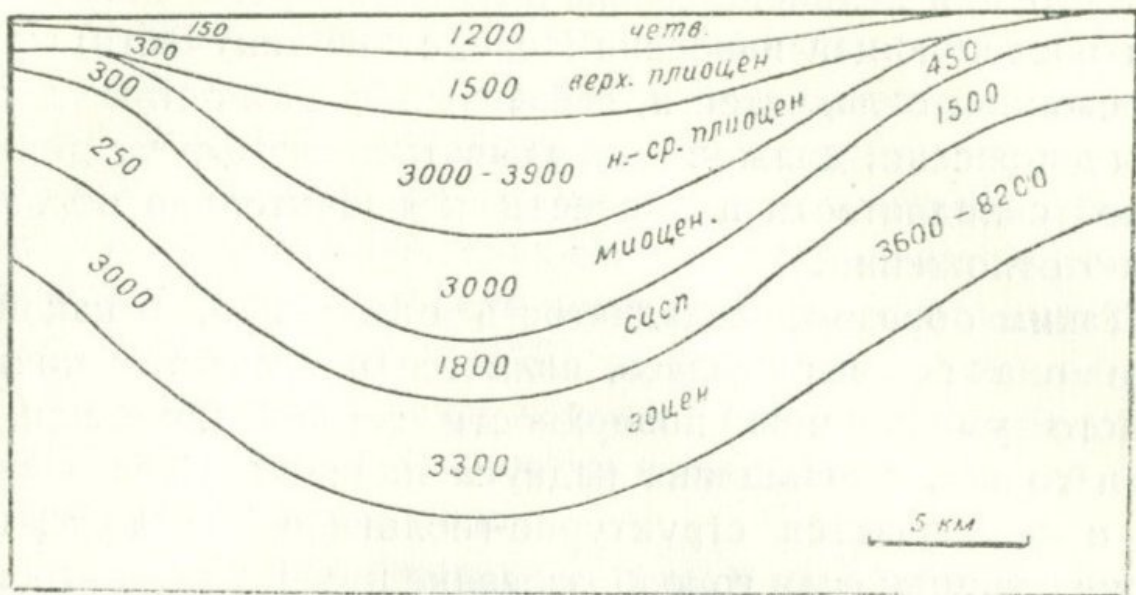
Фиг. 38. Профиль через бассейн Ардмор (из. А. Ирдли). При инверсии прогиба Ардмор коэффициент дислокационной складчатости составит сколо 60%.



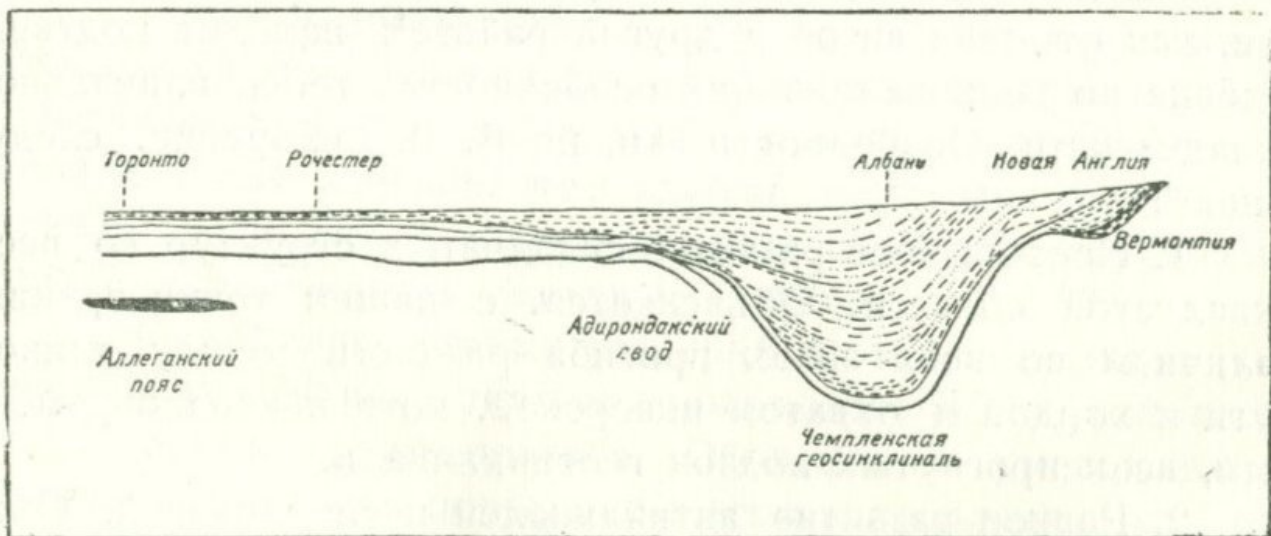
Фиг. 39. Доинверсионный профиль Калифорнийской геосинклинальной зоны вкrest бассейна Венчур (составлен по материалам Г. Бейли, Р. Рида, Дж. Холистера и В. Ренда). При полной инверсии среднее значение коэффициента складчатости подошвенной линии осадочного комплекса, имеющего мощность до 20 км (60 000 фут.), составляет 20%. Частичная инверсия имела место внутри эоцена, миоцена и в конце плейстоцена. Наиболее интенсивная дислокационная складчатость приходится на среднечетвертичное время.



Фиг. 40. Доинверсионный профиль Калифорнийской интрагеосинклинали вкrest долины Сейланс (составлен по материалам Н. Талиаферро, Дж. Килкенни и А. Хьюн). Инверсия прогиба до подошвы верхнего миоцена вызывает складчатость 14,3%, а до подошвы верхнего миоцена 8,5%.



Фиг. 41. Профиль сектора Венчур Калифорнийской интрагеосинклинали перед инверсией и складчатостью в среднем плейстоцене (из А. Ирдли). Минимальная мощность отложений от нижнего палеогена до нижнего антропогена составляет примерно 16 км (49 000 фут.). При инверсии прогиба до уровня кровли свиты Сисп (верхний эоцен — олигоцен) коэффициент складчатости миоценовой свиты составит 20%.



Фиг. 42. Разрез Чемплейнского интрагеосинклинального прогиба в силуре (реставрация по Кею). Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы. При полной инверсии прогиба коэффициент складчатости составит 40%.

складчатость, обычно брахиаксиальная, развивалась параллельно прогибанию депрессии и накоплению осадков. Согласно вышеизложенному, ядра этих складок должны рассматриваться как выпучивание пластически деформируемых верхних слоев метаморфического фундамента и перекрывающей его осадочной покрывки в период нисходящих движений.

Ясно, что при дальнейшем значительном прогибании депрессии и последующей инверсии (вследствие текучести) эффект инверсионной складчатости, связанный с разностью дуги и хорды депрессии, должен накладываться на эффект доинверсионной складчатости и привести к значительно большему смятию отложений.

Таким образом, складчатость отложений, в какой бы форме она не выражалась, является результатом контракционного уменьшения поверхности земной коры или, что одно и то же, уменьшения радиуса планеты. Собственно в этом и заключается структурно-геологическое доказательство контракции; если горообразование путем складчатости — явление общепланетарного масштаба и фиксирует сокращение поверхности сферы, которая является функцией лишь радиуса, то согласно элементарным правилам геометрии, такое сокращение может быть результатом лишь уменьшения радиуса сферы.

Изложенный выше механизм инверсионной складчатости, как отмечал автор в другой работе<sup>1</sup>, находит подтверждение во всех важнейших особенностях геосинклинальной складчатости. Особенности эти, по В. В. Белоусову, следующие<sup>2</sup>:

1. Непрерывное развитие складчатых структур во всей складчатой области. Объясняется, с нашей точки зрения, наличием во всех зонах прогиба разности между длиной дуги и хордой и охватом инверсией, хотя и неодновременным, всех прогнутых подзон геосинклинали.

2. Равное развитие антиклиналей и синклиналей. Объясняется волнообразным характером деформации осадочной покрывки как плиты на упругом основании (см. уравнение 2.10) и единовременностью инверсии (или прогибания коры при структурной складчатости) по всему сечению элементарного прогиба.

---

<sup>1</sup> А. Т. Асланян, О механизме геосинклинальной складчатости. АН АрмССР, т. V, № 4, 1952.

<sup>2</sup> В. В. Белоусов, Общая геотектоника, М.—Л., 1948.

3. Пучкообразно-линейное расположение складок с групповым изменением простираний и одинаковым наклоном осевых поверхностей складок в ту или другую сторону, указывающим, по В. В. Белоусову, на горизонтальное направление складкообразовательных сил. Объясняется тем, что геосинклинальный комплекс имеет при инверсии значительную прочность (см. формулу 3.31) и сминается, контролируясь контурами (рамой) и внутренним строением прогиба коры.

К указанным особенностям складчатых областей можно добавить также следующие.

4. При прочих равных условиях прогибы с мощным осадконакоплением и большими градиентами мощностей дислоцированы сильнее прогибов с меньшим осадконакоплением и меньшим градиентом мощностей. Объясняется тем, что чем больше прогиб, тем больше мощность отложений и, следовательно, больше разность между дугой и хордой прогиба, обуславливающей складчатость (см. уравнение 3.34).

5. Интенсивность складчатости возрастает с глубиной. Объясняется тем, что вследствие контракционного характера развития прогиба длина дуги — пласта возрастает с глубиной и, следовательно, чем глубже находится пласт, тем большей была разность между дугой и хордой, обуславливающей интенсивность смятия (см. пропорцию 3.35).

6. При прочих равных условиях плотность складок (количество на единицу ширины зоны) возрастает в направлении от оси к краям прогиба. Объясняется уменьшением мощности осадочной покрышки в этом направлении, что, согласно формуле (2.16), должно привести к образованию волн меньшей ширины, и увеличением градиента мощностей в том же направлении, что, по формуле (3.36), предполагает большее смятие.

Кроме перечисленных особенностей мы можем сформулировать также следующее положение, требующее детального обоснования.

7. При значительных градиентах прогибания (мощностей) и концентрации деформаций линейная складчатость перерастает в чешуйчато-скибовую и покровную альпинотипную складчатость.

Механизм образования альпинотипной складчатости представлял для классической контракционной гипотезы непреодолимое затруднение, имевшее для нее роковое значение. Сторонники этой гипотезы, в том числе и А. Гейм, убедившись в невозможности образования альпийских структур в результате непосредственного кратковременного уменьшения радиуса планеты, отказались от нее и стали искать причину складкообразования в дрейфе платформ,

В новое время вопрос альпинотипной складчатости рассматривался В. В. Белоусовым, М. В. Гзовским, А. В. Горячевым, В. И. Славиным, А. А. Богдановым и др.<sup>1</sup>, которые показали, что в пределах Австрии, Чехословакии, Украины и Румынии в Альпийских цепях регионально выраженные, выдержанные на сотни километров шарьяжи с амплитудой перемещения в десятки километров отсутствуют и в действительности эти цепи имеют чешуйчато-скибовое строение, представляющее собой гипертрофированную, осложненную крупными взбросовыми разрывами разновидность линейной складчатости. Вместе с этим отчетливо вырисовывается на Карпатах чешуйчато-скибовое строение отложений с амплитудами латерального перемещения до нескольких километров (по данным буровых скважин амплитуда перемещения достигает в районе с. Битково 12 км) и выдержанность отдельных структур (чешуй) на сотни километров по простиранию, что, наряду с исключительным флишевым характером отложений, является наиболее замечательной особенностью строения Карпат.

В. В. Белоусов в ряде известных работ подвергает сомнению также вопрос о покровном характере строения собственно Альп.

Конечно, без собственных наблюдений невозможно вынести твердое суждение о строении этой или какой-либо другой области, тем более, что сами исследователи Альп считают, что тектоническое развитие носило здесь „патологический характер“ (С. Бубнов), а иные пишут, что струк-

---

<sup>1</sup> В. В. Белоусов, М. В. Гзовский, А. В. Горячев, БМОИП, № 1, 1951.

туры Альп представляются „совершенно неправдоподобными тому, кем они не были фактически прослежены от вершины к вершине“ (А. Холмс). Тем не менее, признавая наличие покровов с амплитудой перемещения даже в десятки километров, невозможно представить, что Альпы непосредственно перед складчатостью имели ширину 600—1200 км. Отметим, что серьезные сомнения в покровном строении западноевропейских Альп высказывает также М. Жинью в последнем издании (1950 г.) его известного руководства „Стратиграфическая геология“.

Для объяснения альпийских покровов Ч. Лонгвелл и П. Н. Кропоткин<sup>1</sup> высказали предположение, что надвигание одних партий осадочного комплекса геосинклинали на другие происходит под напором выжимающихся из недр вязкопластичных масс, могущих образоваться при боковом сжатии коры. Гипотеза указанных авторов с точки зрения кинематики процесса затруднений не встречает, однако, она не объясняет происхождение нескольких покровов, каждый из которых, согласно этой гипотезе, требует своей зоны текучести на глубине. Кроме того ясно, что после растяжения и разрыва осадочной покрывки выдавливаться и надвигаться будут не отложения геосинклинального комплекса, а текучие массы, поступающие из недр, которые, имея нулевую прочность (текущее состояние), не могли подниматься много выше уровня платформы и образовать горы (см. формулу 3.31).

Изложенный выше механизм инверсионной складчатости дает, повидимому, достаточные возможности для объяснения также покровных структур.

О роли концентрации деформаций в прогибе путем скольжения коры говорилось выше. Само собой ясно, что она вызовет при инверсии определенное смятие осадочной покрывки. Количественно смятие это должно равняться максимум тому смятию, которое могли испытать внегеосинклинальные прогибы в случае инверсии. В результате концен-

---

<sup>1</sup> П. Н. Кропоткин, О происхождении складчатости. БМОИП, отд. геол., т. XXV (5), 1950.

трации деформаций в момент инверсии соответственно уменьшается ширина базиса прогиба (горизонтальная проекция дуги прогиба), вследствие чего увеличивается разность между дугой прогиба и хордой. Чтобы поместить такую дугу в пределах собственной хорды необходимо обратить ее в волнообразную складчатую или коробчатую линию или же разбить ее и расположить в виде чешуй однообразно или в различных комбинациях со складками. Легко убедиться, что возможность образования чешуйчато-скибовых структур будет при прочих равных условиях прямо пропорциональной разности дуги и хорды.

Если предположить, что складок при инверсии не образуется и взамен них развиваются одни чешуи, то амплитуду перемещения чешуй можно вывести опять-таки из приближения

$$\varepsilon = \frac{8}{3} \left( \frac{W}{L} \right)^2,$$

где  $W$  — максимальная глубина прогиба структурно-фациальной зоны (мегасинклиналь), а  $L$  — ширина ее.

Так, например, если в результате инверсии образуется один покров, начавший развиваться с краевой зоны прогиба шириною  $L$  в направлении смежной платформы, то амплитуда его будет равняться величине  $A = \varepsilon L$ , что при  $\varepsilon = 90\%$  и  $L = 45$  км, даст  $A = 40,5$  км, а при  $\varepsilon = 180\%$ ,  $A = 81$  км. Это означает, что осадочная покрывка, из которой составлены горные сооружения типа Альп, Кавказа и Гималаев, в случае невозможности смятия осадочной линзы в складки, должна была при инверсии выйти всецело за пределы прогиба и надвигаться на смежные платформы на расстояния 40—80 км. На этих покровах должны сохраняться лишь складки, возникшие в период накопления осадков.

В случае возникновения нескольких ( $n$ ) одинаковых покровов амплитуда перемещения покровов должна быть уменьшена в  $n$  раз, т. е.

$$A = \frac{1}{n} \varepsilon L = \frac{8}{3n} \cdot \frac{W^2}{L}.$$

Для Пеннинских Альп с шестью покровами, т. е.  $n = 6$ , при  $\varepsilon = 1$  (100%),  $L = 45$  км амплитуда перемещения отдельных покровов (чешуй) составит 7,5 км, а при  $\varepsilon = 2$  (величина, принятая в расчет Г. Джеффризом) — 15 км.

Если же предположить, что перед инверсией альпийская зона представляла собой однородный параболический прогиб шириной 150 км с коэффициентом сжатия  $= 1$  (100%), то амплитуда перемещения при 6 покровах достигла бы величины 25 км, при  $\varepsilon = 2$ , как это принимает Г. Джеффриз, 50 км, а при одном покрове — соответственно 150 км и 200 км. Однако эти значения  $\varepsilon$  для прогиба шириной 150 км явно фиктивные, т. к. для  $\varepsilon = 100\%$  глубина прогиба должна была достигать величины 90 км. Поэтому приемлемыми можно считать цифры, полученные для ширины 40—50 км (ширина фациальных зон внутри геосинклинали), которые предполагают при  $\varepsilon = 1$  прогибы глубиной порядка 25—30 км. Мощности отложений Западных Альп, видимо, удовлетворительно согласуются с этими цифрами.

Следовательно, хотя инверсионный механизм дислокации и содержит значительную возможность шарьяжей и несомненно объясняет чешуйчато-скибовую дислокацию, тем не менее он не может непосредственно объяснить происхождение шарьяжей большой амплитуды, если не признать, что сильная складчатость свит, составляющих альпийские покровы, развивалась в основном в период прогибания геосинклинали (разность между дугой и хордой должна реализоваться либо в перемещении покрова, либо в складчатости; при их комбинации складчатость и перемещение должны быть умеренными, как то имеет место при чешуйчато-скибовом типе дислокаций). Это, очевидно, подтверждает опять-таки правильность концепции Н. С. Шатского, В. Е. Хаина и др. исследователей о доинверсионном происхождении складчатости, которая, как мы показали, может развиваться как при наличии внутриформационных или межформационных горизонтов текучих масс, так и при пластических деформациях верхних слоев коры на очень жестком кристаллическом фундаменте.

Таким образом, чешуйчато-скибовую и покровную склад-

чатость приходится объяснять инверсией геосинклиналей, при которой разность между дугой прогиба и хордой реализуется в усложнении доинверсионной складчатости и горизонтальном (латеральном) перемещении осадочной покрывки или ее отдельных зон в сторону платформы. Для графической иллюстрации этого положения можно обратиться, например, к фиг. 31 и 34, на которых показана складчатость, возникшая в период накопления осадков. Если дальнейшее смятие пластов при инверсии считать невозможным, то разность между дугой и хордой прогиба должна реализоваться в образовании покровных структур.

Надвигание геосинклинального складчатого комплекса на ограничивающие платформы возможно также вследствие вязко-пластических деформаций, происходящих при инверсии.

Выше отмечалось, что поднятие выпучивающегося геосинклинального комплекса лимитируется его прочностью, даваемой формулой бокового распора

$$\sigma = \frac{\nu}{1 - \nu} \cdot D_0 z,$$

где  $\sigma$  — напряжение,  $D_0$  — удельный вес комплекса,  $\nu$  — коэффициент Пуассона,  $z$  — высота хребта над платформой в км. Подставляя  $D_0 = 2,4$  г/см<sup>3</sup>,  $\nu = 1/4$  и выражая  $z$  в километрах, получим  $\sigma = 80 z$  кг/см<sup>2</sup>.

Прочность слоистых комплексов колеблется в большом интервале от 200—300 кг/см<sup>2</sup> до 800—1000 кг/см<sup>2</sup>, причем для обычного флиша (чередование конгломератов, песчаников, глин, известняков), как отмечалось выше, она может быть принята равной 400—500 кг/см<sup>2</sup>. В таком случае высота хребтов, возникающих на месте флишевых геосинклиналей, не может превышать 5—6 км, т. к. под статической нагрузкой колонны отложений высотой 5—6 км породы должны течь ( $\sigma_s \geq 500$  кг/см<sup>2</sup>).

Поскольку амплитуда инверсии не зависит от прочности отложений, то выжимание масс будет продолжаться тоже независимо от высоты поднимающегося хребта. Следовательно, по достижении высоты 5—6 км складчатый флишевый комплекс хребта, будучи „подрезанным“, должен скользить (растечься) в стороны, расщепляясь на отдельные над-

выгающиеся друг на друга полосы — эшелоны, как то бывает при оползнях.

В Западных Альпах к такого рода образованиям относят покровы Предальпийской зоны (между озером Тун и рекой Арва), которые возникли, как думают, в результате скольжения горных масс подобно гигантскому оползню. Близкую к этой картину представляют также переходные зоны от Копет-дага к Туркменскому прогибу, от Гималаев к Индо-Гангской депрессии, от Восточных Карпат к Предкарпатской впадине, от Большого Кавказа к Куринской депрессии, подножья Эльбрусской системы и др., где наблюдается надвигание складчатых масс хребтов на сопредельные равнины. Однако связано ли надвигание с продолжающейся инверсией бывших прогибов или с оползанием масс „подрезанных“ хребтов трудно установить, хотя теоретически оба эти движения при инверсионном механизме должны проявляться одновременно, тем более в условиях перманентной контракции планеты, когда жесткая кора стремится пододвинуться под выпучивающийся хребет.

В геологической литературе много места уделяется вопросу миграции зон складчатости (геосинклиналей) и определению понятия фаз складчатости.

Необходимость конкретизации этих вопросов имеет некоторое значение лишь с точки зрения описательной тектоники, с точки же зрения механики тектонических процессов дебаты по ним являются во многом беспредметными.

Издавна известно, что складчатые зоны сооружаются на периферии платформенных блоков коры и рост континентов происходит последовательным причленением к платформам складчатых зон, возникающих на месте геосинклиналей.

С точки зрения механики правильнее считать, что геосинклинали, а, следовательно, и возникающие на их месте геоантиклинали, образуются между платформами, подразумевая под этими как континентальные, так и океанические платформы (уркратоны, по Штилле) и срединные массивы. Под геосинклиналями следует при этом подразумевать те области земной коры, где происходит концентрация деформаций коры в ее целом.

Геосинклинали возникают в тех зонах коры, которые требуют на деформацию минимальное количество энергии. Таковыми являются, как уже отмечалось, зоны с минимальной жесткостью изгиба и максимальной кривизной, обуславливающей при прочих равных условиях концентрацию напряжений в зонах резкого изменения мощности коры.

Согласно А. Д. Архангельскому и В. В. Белоусову, инверсионная складчатость в геосинклиналях начинается в осевых зонах и последовательно распространяется на краевые зоны, причем эта закономерность оказывается справедливой лишь в тех случаях, когда осевая зона совпадает с зоной максимальных прогибов коры. Поскольку наиболее сильно прогнутые зоны раньше всех вступают в нагретые подкоровые области, то потеря прочности коры и инверсия происходят раньше всех в этих зонах.

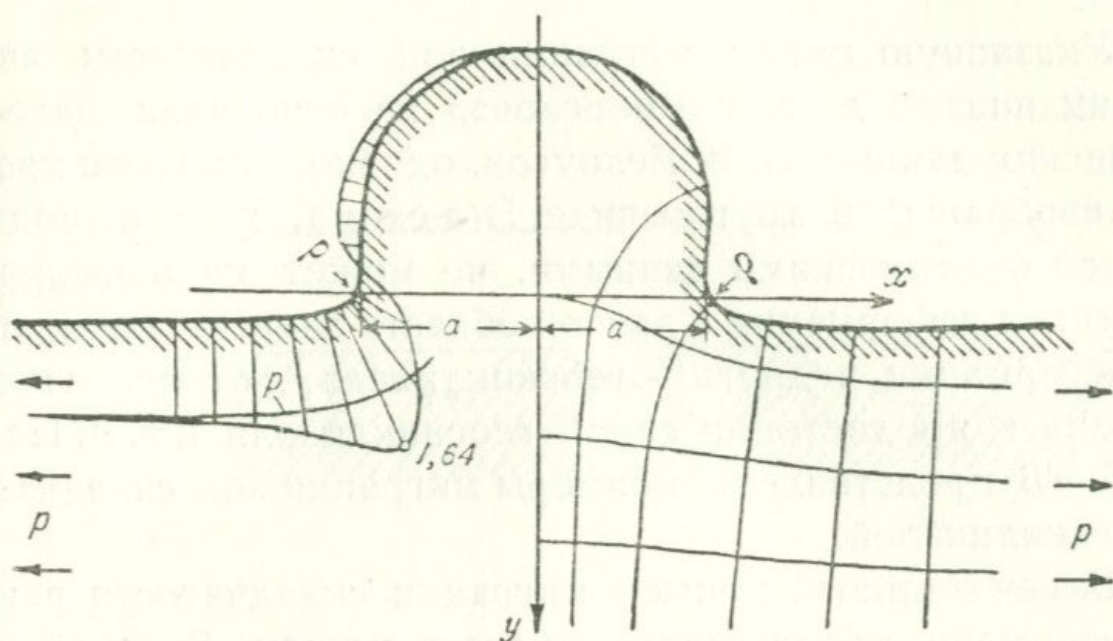
При полной инверсии мощность коры увеличивается согласно пропорции

$$z_2 = z_1 \frac{D_1}{D_2 - D_1},$$

где  $z_2$  — средняя глубина корня,  $z_1$  — высота складчатого хребта, возникшего на месте осевой зоны прогиба,  $D_1$  — плотность коры,  $D_2$  — плотность подкоровых масс. При  $z = 1$  км получается  $z_2 \approx 5$  км и мощность коры по сравнению со смежными областями увеличивается, таким образом, почти на 17%.

После консолидации складчатой зоны напряжения и деформации должны концентрироваться в предгорных зонах новообразовавшегося хребта (кордильеры), где кривизна коры максимальная (см. фиг. 43). Наибольшие прогибы и мощности осадков, заимствующихся в определенной мере из данного хребта, должны приурочиваться теперь к этим предгорным зонам геосинклинали. Последние так же, как и начальная осевая зона, по достижении определенного максимума прогибания, должны перейти из твердого состояния в текучее состояние и испытать инверсию, образовав на своем месте складчатые хребты и соответствующие им корни — обращенные хребты. Процесс этот может направленно про-

должаться до тех пор, пока не замкнется вся геосинклиналь, превращаясь полностью в складчатое геоантиклинальное сооружение, однако в определенных условиях на месте ранее возникшего хребта может быть заложен новый прогиб. Это будет возможно, если после инверсии предгорных прогибов.



Фиг. 43. Концентрация напряжений у выступов (из Г. Нейберна). Металлическая деталь с выступом типа горного сооружения, возвышающегося над платформой, растягивается вдоль оси  $x$  силой  $p$ . В зоне перехода от „платформы“ к „горному сооружению“, где кривизна поверхности и падение максимальны, происходит концентрация сил, превышающих таковые на краях в 1,64 раза.

и повторного возобновления процесса упругого коробления осевой хребет окажется размытым до состояния пенеплена, а корень его — расплавленным или в крайнем случае размягченным.

В таком случае жесткость изгиба коры 
$$B = \frac{EH^3}{12(1 - \nu^2)}$$

в пределах этого хребта будет значительно меньше жесткости изгиба коры в пределах смежных более молодых хребтов, где мощность коры, фигурирующая в выражении жесткости в кубической степени, относительно больше (до 17%). В результате этих различий, деформации будут концентрироваться на месте раннего осевого хребта, чему в большой мере будет способствовать нагрузка масс, сносимых со смежных

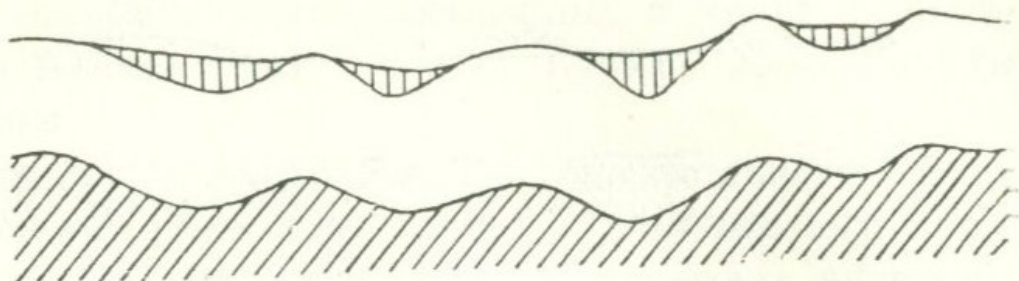
молодых хребтов. Подобная структура может квалифицироваться как межгорный прогиб. Эти соотношения, в хорошем согласии с фактами, предполагают, что фундамент осадочного комплекса межгорных прогибов должен состоять из отложений более древних, чем отложения краевых сооружений.

Указанную схему миграции зон складчатости внутри геосинклиналей детально обосновал на основании палеогеологических данных В. В. Белоусов, однако, механизм процесса он изображал в другом виде. Эта схема, хотя и подтверждается фактическими данными, не может канонизироваться, ибо ход деформации в данной области зависит также от хода деформации в других геосинклиналях, от особенностей строения и предистории самой геосинклинали и т. д. На фиг. 44, 45, 46 представлены примеры миграции зон складчатости и геосинклиналей.

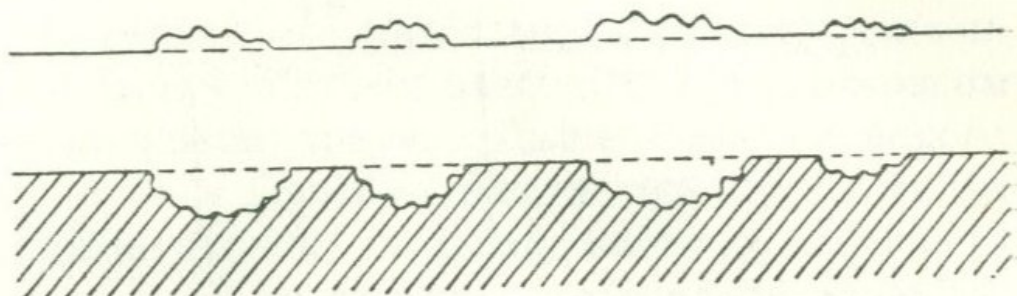
Замечательный пример миграции складчатости в крупном масштабе представляет область между Русской и Сибирской платформами. Известно, что эта область приобрела геосинклинальный режим развития с раннего палеозоя и превратилась в геоантиклинальное сооружение в конце палеозоя.

Деформации здесь концентрировались, согласно нашей схеме, вначале в Салаиро-Саянской зоне, которая в нижнем палеозое достигла максимального прогибания и, испытав инверсию и дислокационную складчатость, замкнулась в конце нижнего палеозоя (каледонская складчатость). В среднем палеозое деформации концентрировались в пределах той же геосинклинали в ближайшей с Салаиро-Саянской зоной области Казахстана, где кривизна коры, вследствие увеличения мощности коры в первой зоне, увеличилась до максимума. Максимальные прогибы и инверсия со складчатостью и замыканием зоны приходятся на конец среднего палеозоя. Далее зона концентрации деформаций перемещается на запад, охватывая восточную половину Урала, где максимальные прогибы и инверсия со складчатостью приходятся на середину верхнего палеозоя. Наконец, в конце палеозоя испытывает складчатость и замыкается западный склон Урала.

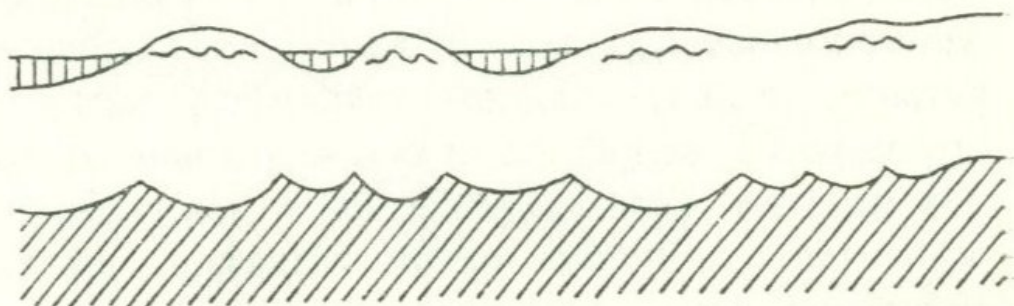
Начало  
герцинского  
цикла



Конец  
герцинского  
цикла



Начало  
альпийского  
цикла



Памир

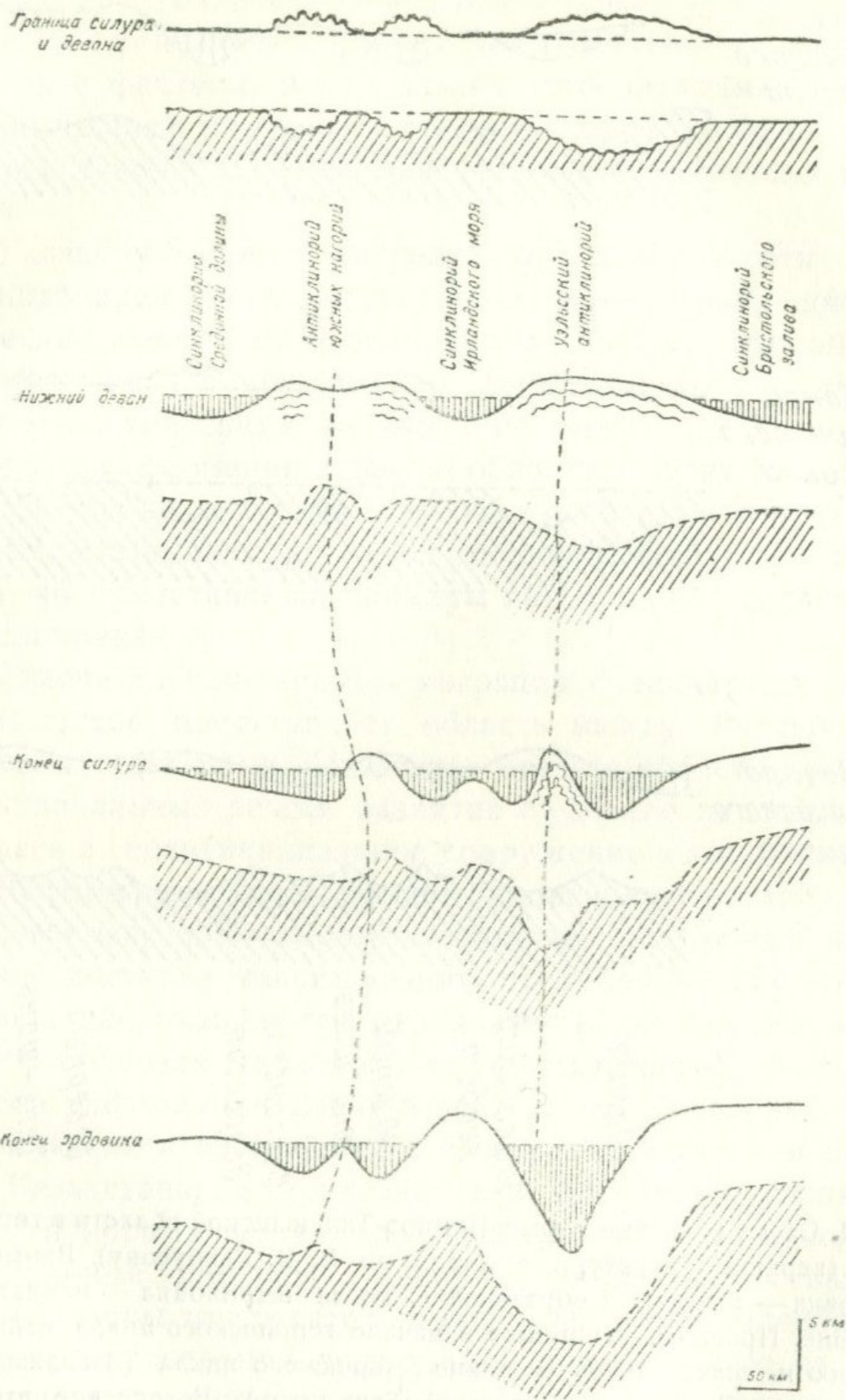
Заалайский  
хребет

Южный  
Тянь-шань

Ферганская  
депрессия

Северный  
Тянь-шань

Фиг. 44. Схема развития коры в Памиро-Тяньшанской области в герцинское время (верхние структурные линии по В. В. Белоусову). Вертикальная штриховка — осадочные образования, косая штриховка — магматическое основание. Прогибы, возникшие в начале герцинского цикла, испытывают инверсию и складчатость в конце герцинского цикла (Заалайский хребет, Южный Тянь-шань, Северный Тянь-шань). Вследствие этого кривизна и мощность коры в зонах инверсии увеличиваются (теоретически до 17% от первоначальной мощности) и последующие деформации концентрируются в предгорных и межгорных зонах. Ферганская котловина со значительной мощностью молодых отложений, высокой сейсмичностью и большими отрицательными аномалиями силы тяжести представляет собою подобную межгорную депрессию.



Фиг. 45. Схема развития коры в Англии в каледонском цикле тектогенеза (верхние структурные линии по В. В. Белоусову). Вертикальная штриховка — осадочные образования, косая штриховка — магматическое основание. Прогибы, заложенные в ордовиче, испытывают значительную инверсию в конце готландия и в нижнем девоне обращаются в складчатые горные сооружения (антиклинали Южных нагорий и Уэльса). Вследствие инверсии и складчатости мощность коры на местах замкнувшихся прогибов увеличивается и дальнейшее прогибание происходит в менее жестких (мощных) межгорных зонах.

Картину, подобную Урало-Сибирской, в меньших масштабах обнаруживают также Малый Кавказ и герциниды западной Европы.

В области Малого Кавказа зоной максимального прогибания в мезозое являлась зона северо-восточного его склона (Сомхето-Карабахская зона), которая испытала инверсию и дислокационную складчатость перед палеогеном. В палеогене зона максимального прогибания мигрирует на юго-запад и обозначается образованием крупного Севано-Курдистанского прогиба. Последний испытал инверсию и дислокационную складчатость частично перед олигоценом и в основном в нижне-среднемиоценовое время. Далее зона глубокого прогибания мигрирует в Приараксинскую полосу, которая испытала инверсию и сильную дислокационную складчатость в среднем плиоцене и менее сильную — в среднем миоцене.

В западноевропейских герцинидах в направлении от Шварцвальда к Вестфальскому угольному бассейну наблюдается последовательная миграция зон складчатости с юго-востока на север-северо-запад. В позднебретонскую и отчасти судетскую фазы оформилась Молданубская складчатая зона, охватывающая значительную часть Вогез, Шварцвальда и Богемского массива; в судетскую фазу оформилась Саксо-тюрингская зона, охватывающая северную часть Вогез, южную часть Рейнских гор и северную периферическую часть Богемского массива. В астурийскую фазу оформилась следующая к северо-западу Реногерцинская складчатая зона, охватывающая большую часть Рейнских гор и Гарца. В заальскую и пфальцскую фазы была создана дислокационная складчатость Вестфальского передового прогиба.

Применительно к системе Кордильер следует прийти к выводу, что первоначальная жесткость изгиба была минимальной в зоне невадийской складчатости, более высокой в зоне ларамийской складчатости на востоке системы и наибольшей — в зоне верхнекайнозойской складчатости Берегового хребта.

Указанная выше закономерность в миграции складчатости от осевой зоны к краям геосинклинали, очевидно, должна быть отнесена к отдельным относительно небольшим по

ширине более или менее однородным интрагеосинклинальным прогибам, каковыми могут считаться отдельные зоны в приведенных выше примерах. Таким образом, решение вопроса о миграции зон складчатости сводится к выяснению жесткости и геометрических свойств коры при ее деформации.

Касаясь вопроса об орогенических фазах, прежде всего необходимо учесть три обстоятельства:

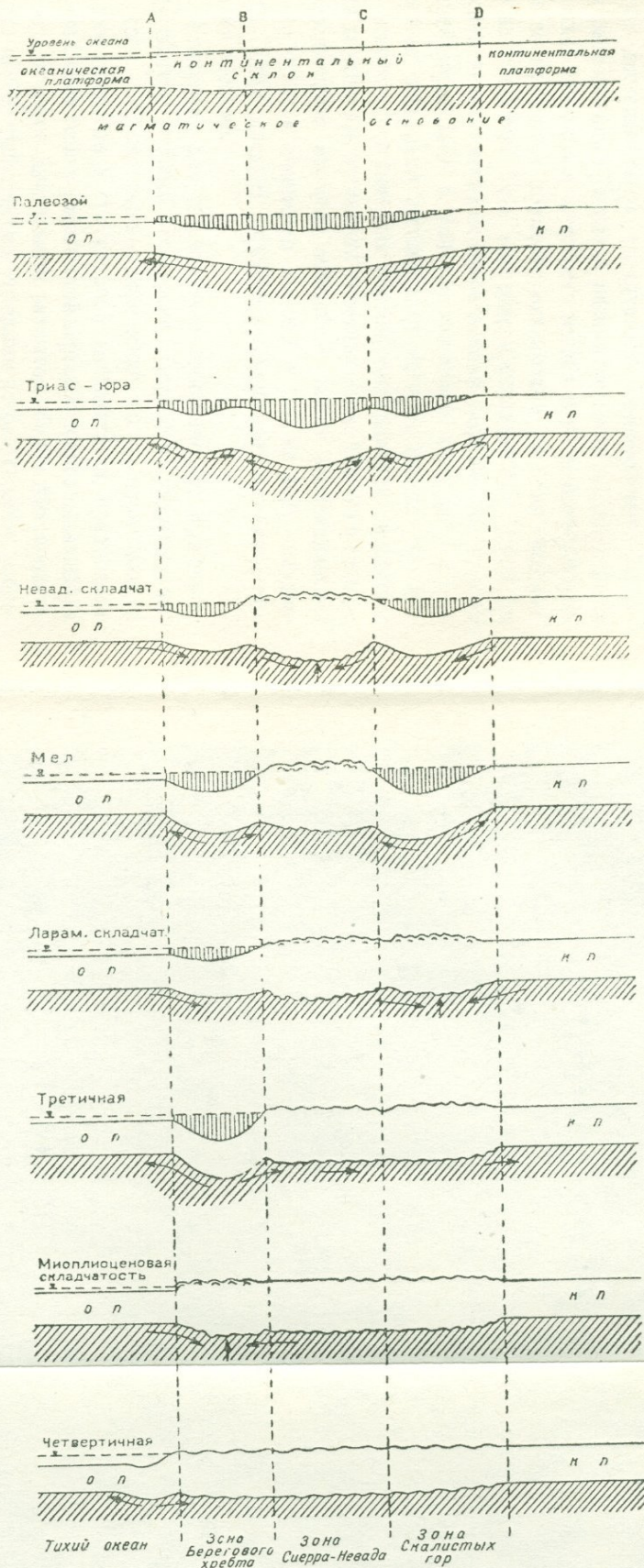
1. При наличии в разрезе осадочного комплекса горизонтов текучих масс (глин, мергелей, соли и др.), а также при пластических деформациях осадочной покрывки, совершающихся при одновременном простом сжатии кристаллического фундамента, складчатость может развиваться в период прогибания коры.

2. Складчатость непременно сопутствует инверсии ввиду наличия разности между длиной дуги и хорды прогиба.

3. Ввиду контракционного характера деформации и чрезвычайно большой прочности коры, как замкнутой оболочки в упругой среде, обеспечивается возможность передачи давлений на тысячи километров (по формуле (2.23) длина волны достигает 2500 км).

Из последнего положения вытекает, что разрушение (текучесть) в какой-либо крупной геосинклинальной зоне приведет к концентрации всех обратимых деформаций коры именно в этой зоне, так что орогенез в одной геосинклинали найдет отражение в той или иной форме и степени повсеместно. На это указывают крупные регрессии моря. При значительной инверсии в одной из геосинклинал будут наблюдаться регрессивные движения во всех других прогнутых областях коры — сильные, очевидно, в ближайших депрессиях и слабые или незаметные в отдаленных. Следовательно, инверсии и складчатости в одной геосинклинали будут соответствовать перерыв в осадконакоплении или фациальные изменения в остальных бассейнах.

По поводу этого вопроса А. Д. Архангельский писал, что „тектонические циклы с их колебательными движениями, влекущие за собой трансгрессии и регрессии с их складчатостью, интрузиями и т. д., распространяются не на всю земную поверхность, но ограничиваются определенными круп-



Фиг. 46. Схема развития Кордильерской геосинклинали. Палеозойская геосинклинал возникает на континентальном склоне между тихоокеанской и канадской платформами. В триасе и юре деформации концентрируются в невадидской зоне (BC), которая первой испытывает инверсию и складчатость. Суммарная мощность палеозоя, триаса и юры достигает 24 км. После невадидской складчатости деформации концентрировались в зоне Скалистых гор (CD), испытывавшей инверсию и складчатость на границе мела и среднего эоцена. В третичное время деформации концентрировались в зоне Берегового хребта (AB), где глубина прогибания достигала 20 км. После инверсии и складчатости в миоплиоцене и в нижне-среднечетвертичное время деформации концентрировались в современной краевой зоне Тихого океана. Глубина прогибания достигает здесь 2 км. Миграция зон происходит вследствие резкого увеличения мощности коры в зонах складчатости и увеличения кривизны коры на краях этих зон, стимулирующих концентрацию напряжений в предгорных и межгорных зонах.

ными участками земной коры<sup>1</sup>. В нашем толковании такого рода „крупными“ участками земной коры являются области концентраций напряжений и деформаций.

Если несколько геосинклиналей достигли разрушающего предела одновременно, то они должны выпучиваться и испытать дислокационную складчатость одновременно. Стимулом равнозначного развития разных геосинклиналей должна являться одинаковая жесткость изгиба коры в соответствующих зонах коры и примерно одинаковый же темп заполнения их осадками. При инверсии и складчатости одной из геосинклиналей, после ее консолидации, деформации должны концентрироваться в той геосинклинали, которая в своем развитии несколько отставала от первой. Вследствие этого, вскоре после инверсии первой геосинклинали, инверсию должна испытать отставшая геосинклиналь, так что в аспекте геологического времени замыкание обеих геосинклиналей можно отнести примерно к одной и той же фазе складчатости. Этим следует объяснить смещение орогенических фаз во времени.

Критерием для установления орогенических фаз считаются обычно угловые несогласия. Первое из указанных выше трех обстоятельств — положение об одновременности осадконакопления и структурной складчатости, предполагает, что любой стратиграфический перерыв, сопровождавшийся более или менее длительным размывом, будет фиксироваться при новой трансгрессии угловыми несогласиями и, следовательно, угловое несогласие не может служить достаточным основанием для установления орогенической фазы.

Что касается наличия в одном и том же элементарном прогибе нескольких сближенных фаз дислокационной складчатости, то это следует объяснить тем, что прогиб испытал инверсию в несколько приемов, перерывы между которыми обуславливались временным упрочнением материала коры. Последнее же, в свою очередь, могло обусловить возобновление процесса прогибания и накопление нового комплекса

---

<sup>1</sup> А. Д. Архангельский, О некоторых спорных вопросах тектонической терминологии и тектоники СССР. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1939.

отложений. Эти вопросы сопрягаются с вопросами механики релаксирующей среды, ползучести, упрочнения и другими, теория которых сложна и в современном своем виде не может быть непосредственно применена для коры.

Таким образом, обобщая сказанное о характере и соотношениях упругих и пластических деформаций коры применительно к понятию орогенических фаз, мы можем сформулировать следующие положения:

1. Орогенической фазой является более или менее кратковременный акт частичной или полной инверсии геосинклинального прогиба.

2. Каждому стратиграфическому перерыву соответствует определенная орогеническая фаза в данной или в какой-либо другой области коры.

3. Орогенические фазы фиксируются угловыми несогласиями между предорогеническими и послеорогеническими отложениями.

4. Угловые несогласия не являются однозначными показателями орогенических фаз, поскольку таковые имеют место как в случае инверсионной (дислокационной) складчатости, так и в случае доинверсионной (структурной) складчатости.

5. Несомненными критериями для установления орогенических фаз в конкретном районе могут служить значительные угловые несогласия между двумя структурными этапами, сопровождающиеся разрывными дислокациями и опрокидыванием пластов в нижнем структурном этаже, большая амплитуда эрозии между этапами, региональная выдержанность этих соотношений и наличие в нижнем структурном этаже интрузий „смешанной линии“ (подробнее см. главу IV).

## Г л а в а IV

# МАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ В ЕЕ ОТНОШЕНИИ К ДЕФОРМАЦИЯМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

### 1. Вулканизм

Вулканическая деятельность является одним из наиболее характерных процессов, сопровождающих тектоническую деформацию земной коры. Она проявлялась повсеместно и повсеуременно и развивалась в тесной закономерной связи с движениями земной коры.

Наиболее важные факты и умозаключения, относящиеся к проблеме вулканизма, следующие.

1. Две основные группы изверженных пород — сиалические и офиолитовые, связаны генетически соответственно с сиалическим и офиолитовым (симатическим) слоями внешней части Земли.

2. Среди излившихся пород наибольший объем и площадное развитие имеют породы базальтовой магмы, производной от первозданной офиолитовой магмы.

3. В континентальном полушарии преобладают излившиеся породы андезитового и более кислого состава, а в океаническом полушарии породы базальтового состава, причем в пределах Тихоокеанской платформы (в пределах т. н. „андезитовой линии“) развиты почти исключительно оливиновые и нефелиновые базальты и частично трахиты и фонолиты, рассматривающиеся как дифференциаты последних.

4. „Вулканическая деятельность приурочивается главным образом к геосинклинальным областям, распространяясь на платформенные лишь в особые геологические моменты. Первой половине тектонического цикла отвечают, главным образом, эффузивные явления...“<sup>1</sup>

5. Геосинклинальные области характеризуются излияниями химически разнородных лав, платформенные области излияниями лав (и пластовыми инъекциями) почти исключительно основного состава (трапповые формации).

6. Одни и те же типы вулканических пород встречаются в одних и тех же магматических провинциях неоднократно в течение всего геологического времени.

7. Вулканические аппараты локализуются в зонах волнообразных поднятий и погружений коры и сопровождающихся с ними дизъюнктивных нарушений.

8. Зоны современной вулканической деятельности характеризуются относительными максимумами региональных аномалий силы тяжести и часто располагаются рядом с зонами относительных минимумов силы тяжести, являющимися местом локализации нормальных тектонических землетрясений (см. табл. 4).

9. Магматические резервуары, питающие вулканы, судя по глубине залегания очагов вулканических землетрясений, располагаются на различных глубинах в пределах от 30 до 70 км (реже до 120 км).

10. Магма, питающая вулканы, представляет собой двухкомпонентную систему типа вязкая жидкость — летучие и, судя по геотермическому градиенту ( $1^{\circ}\text{C}/25\text{ м}$ ) и наблюдениям над лавами действующих вулканов, имеет температуру, вероятно, более  $1400^{\circ}\text{C}$ .

11. В зонах новейшего вулканизма продукты извержений являются избыточными, изостатически некомпенсирован-

---

<sup>1</sup> А. Д. Архангельский, Геологическое строение и геологическая история СССР. Тр. XVII сессии Междун. геолог. конгр., т. II, стр. 320, 1937.

<sup>2</sup> Л. К. Грейтон, Предположения о вулканическом тепле. Перевод под ред. А. Н. Заварицкого. Москва, 1949.

ГРАВИМЕТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЛАСТЕЙ НОВЕЙШЕГО  
ВУЛКАНИЗМА

(по П. Н. Кропоткину и Р. Дели, с некоторыми дополнениями и уточнениями автора)

Зона вулканизма	Аномалии силы тяжести и изостатической редукции, в мгалах	Аномалии силы тяжести в редукции Фая по измерениям, сделанным на уровне моря, в мгалах	Примечания
1	2	3	4
Район вулканов Большого Кавказа . . .	+ значит.	+ значит.	
Район вулканов Малого Кавказа . . .	+ значит.	+ значит.	
Район Арарата (Закавказье) . . . . .	от +70 до +90	—	Определено путем интерполяции от соседних районов Советского Закавказья
Талыш, вблизи вулканического района Ахар . . . . .	+250		
Забайкалье . . . . .	+	+	На СЗ расположен провал оз. Байкал с большими отриц. аномал., достигающими — 160—180 мгал
Район вулкана Авача (Камчатка) . . . . .	—	+78	
Восточная половина о. Ниппон (вулканы Фудзияма, Микара, Бандайсан и др.) . .	от +50 до +230	от +10 до +200	
Юго-западная часть о. Хоккайдо (вулканы Комага-Дакс, Тарум, Усу) . . . . .	от +50 до +110	от +19 до +230	
Юго-западная часть Курильских вулканических островов и северная часть о. Хоккайдо . . . .	от +100 до +235	от +10 до +200	

1	2	3	4
Вулканическая зона островов Суматра, Ява, Флорес и восточной части моря Банда	от +30 до +115 (в среднем около +40)	от +50 до +100	
Вулканическая дуга Антильских островов	от +10 до +50	до +162 (о. Мартиника)	Зона положительных аномалий, совпадающих с вулканическим поясом, отчетливо выделяется на фоне отрицательных изостатических аномалий, достигающих —50 мгал и 338 мгал
Гавайские острова	от +60 до +209	от +177 до +327	На вулкане Мауна-Кеа +669 мгал
Марианские острова и о. Бонин . . . . .	+33 (о. Гуам) и больше	от +84 до +247 (о. Бонин ок. +170)	Зона положительных аномалий резко выделяется рядом с отрицательными изостатическими аномалиями достигающими —151 мгал
Соломоновы острова	—	от +76 до +166	
Ново-Гибридные острова . . . . .	—	от +128 до +155	
Новая Зеландия, о. Северный . . . . .	—	от +74 до +110	
Острова Тонга (Тихий океан)	+ значит.	+250	В соседней впадине Тонга значительные отрицательные изостатические аномалии (разница на 430 мгал на расстоянии 150 км)
Галапагосские острова (Тихий океан) .	—	+100	

1	2	3	4
Бермудские острова (Атлантический океан) . . . . .	—	+257	
О. Св. Елены (Атлант. океан) . . . . .	+64	+273	
О. Вознесения (Атлант. океан) . . . . .	+102	+183	
О. Фернанду-ди-Норонья (Атлантический океан) . . . . .	—	+280	
О. Зеленого мыса . . . . .	—	+271	
Канарские острова . . . . .	—	+194	В районе вулканов Тенериф, Лансерате
Исландия . . . . .	—	от +21 до +60	
Азорские острова . . . . .	—	+50, +111	В районе вулкана Пико и Сан-Мигель
Юго-восточная часть Тирренского моря с вулканическими островами Стромболи, Липари, район Везувия и Этны	от +70 до +100 Этна +292	от +100 до +159	Остальная часть Тирренского моря изостатически уравновешена
Южные Шетландские острова	—	от +81 до +94	
Район вулканов Дубби и Афдера на южном побережье Красного моря . . . . .		от +82 до +89	
Полоса между оз. Танганьика и Руква (Африка) . . . . .	—	до +90	

ными массами, внешними в отношении коры и удерживаемые прочностью последней<sup>1, 2</sup>.

<sup>1</sup> В. А. Магницкий, О возможном характере деформаций в глубоких слоях земной коры и подкоровом слое. БМОИП, отд. геолог., т. XXIII (2), 1928.

<sup>2</sup> Duerksen, Gravity-anomalies and meridian deflections in Hawaii. Nat. Res. Council Am. Geophys. Union, Transact., P. I, 1943.

12. Вязкость вещества на глубинах 30—100 км, согласно геофизическим исследованиям, находится в пределах от  $10^{18}$  пуаз до  $10^{22}$  пуаз, вязкость базальтовых лав действующих вулканов достигает минимум до величины порядка 10—1000 пуаз.

13. По экспериментальным данным минимальное содержание летучих компонентов составляет для базальтовых лав 4—5% и достигает 10—12% для лав гранитного состава.

14. Основные составляющие летучих компонентов — азот, водяной, углекислый и сернистый газы — ведут себя при высокой температуре как идеальные (несжижаемые) газы.

15. „Явления вулканического извержения определяют: сила тяжести, вещество горной породы, летучие составные части, выделяющиеся при извержении, и тепловая энергия...“<sup>1</sup>

16. „...вулкан представляет своеобразную природную газовую машину, работа которой происходит за счет тепловой энергии вулкана“<sup>2</sup>.

Все эти факты и выводы, естественно, должны укладываться в механизм деформации коры и, в свою очередь, служить критерием его правильности.

Посмотрим теперь как выполняются эти условия с точки зрения рассмотренного выше контракционно-изостатического механизма деформации земной коры.

В предыдущих главах было показано, что эпейротектонические деформации Земли, обусловленные уменьшением ее объема, представляют собой отражение процессов нарушения фигуры равновесия планеты. Поскольку вулканическая деятельность явление планетарного масштаба, т. е. является повсеместно и повсеременно выраженным процессом и приурочивается к этапам упруго-пластических (эпейротектонических) деформаций коры, постольку она могла бы тоже рассматриваться как проявление нарушения фигуры равновесия планеты. Однако тот факт, что при вулканической деятельности магматические массы выводятся на

---

<sup>1</sup> А. Н. Заварицкий, Предисловие к книге Л. Грейнтонна „Предположения о вулканическом тепле“. М., 1949.

<sup>2</sup> Там же.

дневную поверхность растворенными в них летучими компонентами, т. е. излияние магматических масс подчинено газовым извержениям, позволяет рассматривать вулканическую деятельность как явление сопутствующее все еще продолжающемуся процессу гравитационного разделения вещества планеты — процессу отделения газовой фазы от жидкой и твердой фаз. Поскольку гравитационная дифференциация отражает тенденцию установления равновесной конфигурации планеты и сопровождается потерей энергии во внешнее пространство, постольку мы должны заключить, что вулканическая деятельность представляет процесс, обозначающий тенденцию установления равновесной конфигурации планеты в ее целом.

Таким образом, по отношению к эволюции коры эффузивный вулканизм символизирует процесс нарушения равновесной конфигурации коры, в отношении же эволюции планеты в целом он отмечает процесс установления равновесной конфигурации.

Условие равновесия коры, как уже указывалось, определяется уравнением

$$q - Q = p,$$

где  $Q$  — давление ненапряженной коры на субстрат, равное произведению плотности коры  $D_1$ , ускорения силы тяжести  $g$  и мощности коры  $H$ ,  $q$  — противодействие субстрата,  $p$  — поперечное распределенное давление, возникающее при горизонтальном сжатии коры. Вязкость подкорковых масс, как раствора, будет определяться уравнением

$$\eta = \eta_0 e^{\alpha q},$$

где  $\eta$  — вязкость этих масс под давлением  $q$ ,  $\eta_0$  — вязкость тех же масс в момент излияния (в кратере вулкана),  $e$  — основание натуральных логарифмов,  $\alpha$  — постоянная, зависящая от температуры.

Состояние летучих компонентов магматического субстрата, как идеальных газов при тех же условиях равновесия коры определяется уравнением

$$qv^k = \text{const.},$$

где  $v$  — объем газов, а  $k$  — постоянная, принимаемая для смеси этих газов равной 1,33. Из последнего уравнения следует, что работа газов, являющихся, согласно п. 16, движущей силой вулканического извержения, возможна лишь при изменении (уменьшении) давления  $q$  под которым они находятся. Эти изменения, согласно п. 4, наступают вместе с эпейротектоническими колебательными деформациями коры, нарушающими изостатическое состояние коры. Деформация коры при эпейрогенезе носит характер изгиба жесткой оболочки на упругом субстрате.

Противодавление субстрата при такой деформации определяется зависимостью

$$q = Q \pm kW,$$

где  $k$  — модуль субстрата,  $W$  — радиальное смещение коры ( $W$  имеет положительный знак для обращенных вниз волн и отрицательный — для направленных вверх волн). Эта зависимость показывает, что уменьшение давления на субстрат происходит в направлении от оси элементарного прогиба к осям смежных сводообразных поднятий, что, в соответствии с п. 5, предполагает локализацию вулканических явлений типа газлифта в зонах сводообразных поднятий, преимущественно в осевых частях последних, где давление коры на субстрат имеет минимальное значение.

Ранее было отмечено, что при больших деформациях продольный изгиб коры сопровождается перетеканием вещества субстрата из зон прогибания в зоны поднятий, обуславливающим повышение силы тяжести в зонах поднятий, и понижение в зонах прогибания. Следовательно, продольный изгиб коры предполагает также локализацию вулканической деятельности в областях относительных минимумов и максимумов силы тяжести (см. п. 6). Полная разгрузка субстрата с образованием нависающего свода, возможная при больших деформациях коры и необходимая для накопления минимума напряжений взрыва, может иметь место в осевых полосах зон поднятий, где, как отмечалось, реакция субстрата минимальна.

Образование подобных разгружающих сводов над магматическим основанием при более или менее значительной

амплитуде отрыва коры от основания и кратковременности отрыва создает все необходимые условия для вулканической деятельности. Разгрузка субстрата означает падение давления  $q$  и кипение магматического расплава. При  $q \rightarrow 0$  указанные выше уравнения дают:

$$\eta \rightarrow \eta_0 \text{ и } v \rightarrow \infty,$$

т. е. вязкость вещества субстрата уменьшается до вязкости изливающейся на поверхность лавы, а объем стремится к бесконечности. Вместе с тем, условие  $q \rightarrow 0$  приводит, согласно зависимости  $q - Q = p$ , к зависимости  $p \approx Q = \sigma_s$ , т. е. к разрушению свода, что при мозаичном строении коры должно осуществляться путем образования сбросовых нарушений.

Увеличение объема и текучести расплава очевидно происходит в основном за счет увеличения объема растворенных газов. Последнее же при адиабатическом ходе процесса совершается в соответствии с известными уравнениями

$$T^k q^{1-k} = \text{const.}$$

и

$$T_2 = T_1 \left( \frac{v_1}{v_2} \right)^{k-1},$$

первое из которых показывает увеличения давления газов на кору с падением температуры, а второе — увеличение объема газов (следовательно и расплава) за счет поглощения тепла магмы ( $T_1, v_1$  и  $T_2, v_2$  — температуры и объемы газов до и после увеличения объема расплава).

Таким образом, рассматривая магму как вязкий высоконагретый взрывчатый расплав, приходим к выводу, что роль тектонических движений в вулканической деятельности сводится в данном случае к роли детонатора, мобилизующего потенциальную энергию субстрата к механическому действию.

В свете излагаемого механизма выводной канал вулкана образуется силой взрывной волны по принципу кумулятивного заряда, отличающегося резким усилением взрывного действия. Если упругая покрывка отрывается от маг-

матического основания относительно быстро, допустим мгновенно, и образует заметно угловатую структуру, то волны взрыва, возбуждаемые мгновенным же расширением газов, должны фокусироваться предпочтительно в наиболее поднятых точках структуры (центральные вулканы), а при наличии разломов — вдоль их корней (линейные вулканы). Как пишет В. В. Ассонов, в данном кумулятивном типе взрывного действия „резкое усиление видно хотя бы из того, что при обычной скорости распространения детонации по массе взрывчатого вещества, для примера равной 6000 м/сек, скорость явления в точке концентрации достигает 10 000 — 12 000 м/сек“<sup>1</sup>.

Учитывая мозаичность строения коры, естественно думать, что трещины, служащие путями для подъема магмы, будут открываться предпочтительно в межглыбовых зонах коры под действием собственного веса геоантиклинальной арки, причем совершенно очевидно, что вследствие неоднородностей арки оседать будет наиболее тяжелое ее крыло или вообще наиболее нагруженный блок. Равным образом выводные каналы могут образоваться при возникновении дугообразных в плане зон поднятий и прогибания коры, при котором, как отмечал Ф. А. Венинг-Мейнес, во внешней вогнутой части дуги, испытывающей растяжение, локализуются радиально расположенные трещины, выклинивающиеся к вогнутой внутренней части дуги.

Изложенные выше соображения о вулканической деятельности касались, главным образом, стадии малых деформаций коры, когда выпучивание коры имеет все еще практически пренебрежимую величину. К этой стадии деформаций можно отнести, например, вулканическую деятельность в Андах 18 апреля 1932 г., когда на протяжении около 800 км вдоль края континента от г. Сант-Яго до мыса Консепсион при одновременном действии 25 крупных вулканов не наблюдалось сколько-нибудь ощутимых изменений в тектоническом рельефе.

Проницаемость коры значительно увеличивается при больших прогибах и поднятиях, когда остаточные дефор-

<sup>1</sup> В. А. Ассонов, Взрывные работы. Углетехиздат, 1949, стр. 49.

мации распространяются не только на нижние и верхние слои коры, но и на ее срединную поверхность. При таких больших деформациях коры ареной вулканической деятельности становятся, наряду с интрагеоантиклинальными зонами, также депрессионные и в частности интрагеосинклинальные области.

Рассматривая кору как сферическую мозаично построенную оболочку просто представить, что при прогибании (выпучивании вниз) нижние и средние ее горизонты будут испытывать растяжение и образовывать поперечные зияющие трещины, долженствующие совпадать при глыбовом строении коры с поверхностями контакта отдельных глыб. Такой механизм магматических инъекций впервые предложили Ю. А. Косыгин и В. А. Магницкий (цит. соч.). Ввиду того, что реакция субстрата (магмы), согласно формуле  $q = Q \pm kW$ , максимальная в прогнутых зонах, то трещины растяжения немедленно будут инъекцироваться магмой, образующей системы слепых даек, пластовых залежей, субвулканических тел и др. По мере увеличения прогиба произойдет рост трещин в направлении к дневной поверхности и облегчится проникновение магмы в верхние слои в виде силловых инъекций и экструзий. Например, при возникновении на сферической поверхности коры прогнутой зоны шириною 100 км и максимальной глубиною 10 км суммарная ширина зияющих трещин растяжения составит по нижней поверхности коры около 20 км. Ясно, что все эти трещины при прогибании коры будут заполнены магматическими массами.

В отличие от интрагеоантиклинального вулканизма, где основной движущей силой магмы в течение всего процесса извержения служили летучие компоненты, совершавшие работу за счет тепла магматического резервуара, в рассматриваемом случае интрагеосинклинального вулканизма работу на подъем магмы совершают совместно как собственное тепло магмы, реализуемое в кинетическую энергию летучими компонентами, так и реактивное давление субстрата. Так же как и отток магмы из-под прогиба под смежные поднятия, инъекции данного типа в общем представляют собой проявления противодействия субстрата на кору.

Что в данном типе магматической деятельности расплав может обладать большим напором и подвижностью легко убедиться на следующих примерах<sup>1</sup>: в Южной Африке долеритовая пластовая интрузия близ г. Хоптуан занимает площадь в 13 000 кв. км, а наименьшая в этой же области пластовая интрузия — площадь в 7600 кв. км; в Нью-Джерси пластовая интрузия, имеющая триасовый возраст, протягивается при мощности 300 м на 160 км. Более эффективной в этом отношении является интрузия Уин, которая при средней мощности 35—30 м занимает площадь в 4000 кв. км; в разрезе докембрия Британской Колумбии в одном обнажении высотой 800 м вкrest мощности отложений встречается более сотни интрузивных залежей. В Антрактике в песчано-карбонатную свиту Бэ Кап внедрились интрузивные залежи и дайки, прослеживающиеся по побережью на 750 км.

Достигая дневной поверхности указанные магматические расплавы, естественно, должны перейти в эффузии, давая как лавы, так и пирокластические образования. Изучение вулканогенных толщ геосинклиналей и трапповых формаций платформенных прогибов показывает, что вулканическая деятельность в этом случае имела в основном трещинный характер, ибо корни излияния представлены в большинстве случаев дайкообразными и пластовыми телами. Состав выдавленных магматических масс должен определяться почти исключительно составом подкоровых масс, откуда они берут начало, ибо явления ассимиляции, насколько известно, в этих малых интрузиях не играют заметной роли.

Современная эпоха не дает ясных примеров интрагеосинклинального вулканизма и число вулканов, приуроченных к таким прогнутым зонам коры, весьма невелико, однако, учитывая вулканизм прошлых эпох, мы, несомненно, должны отделить данный депрессионный тип вулканизма от геоантиклинального типа. Кроме того, обращает на себя внимание тот факт, что несмотря на одинаковую интенсивность деформаций, не все геосинклинали отмечены вулка-

<sup>1</sup> Р. О. Делли, Изверженные породы и глубины земли. Перевод под ред. А. П. Герасимова, М.—Л., 1936.

низмом. Эти вопросы нуждаются в специальном изучении, однако ясно одно, что чем неоднороднее, мозаичнее строение коры, тем сильнее выражен вулканизм. К примеру можно привести Закавказье, Дальний Восток, Казахстан, Среднюю Европу, Шотландию, Кордильеры, отличающиеся резко выраженным глыбовым строением кристаллического субстрата и четкообразным характером складчатости, отражающей в значительной мере мозаичность строения фундамента.

В противоположность этому ряд геосинклинальных областей, характеризующихся более однородным строением кристаллического фундамента и соответственно резко выраженной линейной складчатостью (флишевые геосинклинали), чаще лишены вулканической активности, или несут относительно слабые следы ее (Восточный Кавказ, Карпаты, Эльбурс, Гималаи, Альпы, западный склон Урала).

К этому же типу прогибов, повидимому, следует отнести пояса Венинг-Мейнеса, характеризующиеся большими отрицательными аномалиями и слабым проявлением в осевых полосах вулканической деятельности. Выдержанность этих поясов на огромных пространствах (длина Индонезийского пояса достигает 8000 км), выдержанность ширины (порядка 150—200 км) и отсутствие резких поперечных ундаций являются, повидимому, показателями большой однородности (монолитности) коры в этих областях, ограничивающей или исключаящей на данной стадии деформации возникновение достаточно крупных и многочисленных трещин растяжения, могущих служить путями восхождения магмы. Примерно то же самое можно сказать относительно интрагеоантиклинальных островных дуг, расположенных рядом с поясами Венинг—Мейнеса, которые до инверсии в миоплиоценовую эпоху представляли собой интрагеосинклинальные зоны и не отличались большой вулканической активностью. Последняя, как уже отмечалось, достигла большой интенсивности лишь после инверсии зон в плиоплейстоценовое время (интрагеоантиклинальный вулканизм).

При прочих равных условиях большое значение в развитии депрессионного вулканизма должно иметь также отношение дуги прогиба к ее горизонтальной проекции, т. е.

величина градиента прогибания. Так, например, хотя Восточнорусская субгеосинклиналь и субгеосинклиналь Гольфоуст в Северной Америке имеют огромную амплитуду прогибания, но обладают, вследствие очень большой ширины, ничтожным градиентом прогибания (мощностей), почему в этих условиях при значительной однородности кристаллического фундамента невозможно ожидать возникновения в фундаменте сколько-нибудь больших трещин растяжения для подъема магмы. Отсутствие или редкость в этих и им подобных областях вулканогенных отложений и, наоборот, широкое развитие их в геосинклинальных областях, где градиенты прогибания велики, служат, повидимому, подтверждением указанного вывода.

Продолжительность вулканической деятельности зависит, естественно, от продолжительности существования подводящих каналов и отчасти от характера самой магмы.

Выше было отмечено, что в депрессионных зонах вулканогенные образования приурочиваются к нижним горизонтам осадочных формаций. Из указанного положения можно заключить, что в середине тектонического ритма в зонах вулканической активности коры происходят изменения, вследствие которых подводящие магму каналы закрываются. Как мы выяснили в предыдущем изложении, сущность этих изменений заключается в явлениях реоморфизма, развивающихся при больших деформациях коры. Во-первых, при значительном погружении материал глубоких горизонтов коры переходит из твердого состояния в пластическое состояние. Во-вторых, при погружении нижние слои вступают в нагретые магматические массы и по истечении определенного времени, вследствие термической изостазии, переходят из твердого или твердо-пластического состояния в пастальное. В результате этих изменений подводящие каналы, зарождение и продолжительное существование которых было возможно в твердой среде, затягиваясь, ликвидируются, что вызывает прекращение вулканической деятельности в депрессионных областях.

В геосинклинальных областях причины прекращения вулканической деятельности можно искать в двух направлениях.

В случае, когда вулканическая деятельность развивается по разрывным нарушениям, прекращение ее может явиться следствием затягивания разлома, что, по мнению В. А. Магницкого и опытным данным П. Бриджмена и Д. Григгса<sup>1</sup>, должно иметь место уже при давлениях, соответствующих глубинам 20—30 км. Кроме того, к закрытию трещин может привести потеря прочности в смежных депрессионных зонах, ввиду того, что кора в обеих областях представляет единую плиту на едином же магматическом основании<sup>2</sup>.

Далее, вулканическая деятельность может прекращаться безотносительно от хода деформации коры, в зависимости от особенностей состава магмы и характера извержений. При мощных эксплозионных извержениях летучие компоненты, выделяясь в огромных количествах, уносят с собой соответственно большое количество тепла из магматического резервуара и теоретически могут снизить температуру верхних частей последнего до точки затвердевания. Вулканическая деятельность прекратится здесь до тех пор, пока эти затвердевшие массы вновь расплавятся или же на глубине накопится достаточное количество газов для повторного взрыва и выброса затвердевших масс. Указания на подобные явления дают фонтанирующие газом нефтяные скважины, вокруг устьев которых образуются ледяные поля. Этим, повидимому, объясняется ритмичность действия вулканов и возникновение значительных масс грубого пирокластического материала (туфобрекчии, аггломератовые туфы и др.). Вероятно этим же следует объяснить образование под корой крупных пустот при вулканической деятельности, которые замещаются проседающими блоками коры (кальдеры поглощения).

В изложенной выше схеме вулканического процесса спорным может казаться вопрос энергетического баланса. Он

---

<sup>1</sup> В. А. Магницкий, О возможном характере деформаций в глубоких слоях земной коры и подкоровом слое. БМОИП, отд. геол., т. XVIII (2), 1948.

<sup>2</sup> А. Т. Асланян, О природе вулканических явлений. ДАН АрмССР, т. XIII, № 5, 1951.

детально анализирован в цитированной выше работе Л. Грейтона, который полагает, что собственная температура магмы в  $2000^\circ$  на глубинах 30—70 км достаточна для обеспечения процесса необходимым количеством энергии. Приводимые ниже простые расчеты показывают, что процесс обеспечивается энергией и при более низкой температуре магмы, даваемой обычным температурным градиентом в  $1^\circ\text{C}$  на 25—30 м,

Для того, чтобы некоторый объем магмы (или любого другого вещества) поднять по открытой трещине из глубины на дневную поверхность, необходимо расходовать энергию в количестве

$$m = v\rho gh,$$

где  $v$  — объем магмы,  $\rho$  — плотность,  $g$  — ускорение силы тяжести, а  $h$  — глубина залегания магмы. Это количество энергии при адиабатическом ходе процесса должно соответствовать количеству энергии

$$m = (t_h - t_0) v \rho c,$$

где  $t_h$  — температура магмы на глубине  $h$ ,  $t_0$  — то же на дневной поверхности (в кратере вулкана), а  $c$  — удельная теплоемкость магмы.

Сравнивая указанные выражения получим

$$t_h = t_0 + \frac{gh}{c}.$$

Подставляя сюда  $g=10^3$  см/сек<sup>2</sup>,  $h=4 \cdot 10^6$  см,  $t_0=1200^\circ\text{C}$ ,  $c=1,25 \cdot 10^7$  эрг/г (удельная теплоемкость магматического расплава при  $1200^\circ\text{C}$  и 10% содержания растворенных летучих (см. цит. соч. Л. Грейтона), получаем  $t_h=1520^\circ$ . При тех же значениях для  $h=80$  км получаем  $t_h=1840^\circ$ . В этом расчете не учтены: увеличение ускорения силы тяжести с глубиной, тепловые потери в вулканическом канале и увеличение удельной теплоемкости с увеличением температуры на глубине, которые, по всей вероятности, компенсируют друг друга.

Таким образом, рассматриваемая схема вулканического процесса не может встретить сколько-нибудь существенных возражений и с энергетической точки зрения.

А. Н. Заварицкий<sup>1</sup> склонен был думать, что родона-  
чальные магматические резервуары располагаются на глу-  
бинах более 700—800 км, где температура, по его мнению,  
имеет порядок 2000—3000°C. В таком случае магма на глу-  
бине 800 км, согласно указанной формуле, должна иметь  
температуру 7600°C, которая в свете имеющихся представ-  
лений о внутренней температуре Земли кажется чрезвычайно  
высокой. Поправка за повышение значения удельной теп-  
лоемкости с глубиной уменьшает указанную цифру сравни-  
тельно немного. Если принять вместо  $c = 1,25 \cdot 10^7$  эрг/г уд-  
военное его значение, то получим  $t_h = 4400^\circ\text{C}$ . Такое значе-  
ние температуры указывается нередко для центра Земли.

Ряд авторов существенную роль, как источнику энер-  
гии, отводит экзотермическим реакциям, происходящим меж-  
ду неравновесными летучими компонентами магмы в про-  
цессе ее излияния. При этом часто ссылаются на два сле-  
дующих факта.

1. Измерения в кальдере Килауэа показали, что тем-  
пература лавы в течение 23 дней, отмеченных увеличением  
скорости выделения газов и числа лавовых фонтанов при  
неизменном уровне лавового озера, повысилась от 1070 до  
1185°, причем поднятие температуры распространялось на  
глубину всего нескольких метров.

2. Лава, содержащая часть ранее насыщавших ее ле-  
тучих компонентов, сохраняет текучесть до температуры  
600—700°, в то время как та же лава после остывания и  
затвердевания требует на повторное расплавление повыше-  
ния температуры почти вдвое против указанной величины.  
Очевидно, что газовый нагрев в экономике энергии вулка-  
нов, особенно медленно действующих, играет действительно  
большую роль.

Некоторые исследователи предполагают, что энергия  
вулканов заимствуется из общей тектонической энергии в  
том смысле, что магматический расплав возникает внутри

---

<sup>1</sup> А. Н. Заварицкий, Некоторые факты, которые надо учиты-  
вать при тектонических построениях. Изв. АН СССР, серия геол.,  
№ 2, 1946.

земной коры при ее сжатии и изливается на поверхность непосредственно под влиянием тангенциально действующих тектонических сил или спонтанно, по принципу газлифта. С первого взгляда такое предположение представляется правдоподобным, однако, данные механики, гравиметрии и исторической геологии заставляют отказаться от него.

Во-первых, из прикладной механики известно, что сжимаемый материал прежде чем перейти из твердого состояния в состояние высоконагретой жидкой лавы, к тому же еще насыщенной летучими компонентами, испытывает пластические изменения и переходит в текучее состояние, которое осуществляется при температурах значительно ниже точки плавления. Следовательно, интересующим нас результатом сжатия коры будет отнюдь не образование огненно-жидкой лавы, а образование либо сильно брекчированных масс, либо кашицеобразных масс, обращающихся при устранении сжимающих сил в метаморфические сланцы. Дальнейший переход этих масс в огненно-жидкие, непосредственно под действием ориентированных сжимающих сил, невозможен, ввиду того, что в состоянии текучести материал лишен возможности накапливать напряжения, необходимые для дополнительного нагрева.

Во-вторых, согласно пропорции

$$\frac{U_1}{U_2} = \frac{D_1}{D_2 - D_1},$$

переход твердого материала коры в текучее состояние должен совершаться в прогнутых интрагеосинклинальных зонах, характеризующихся относительным минимумом силы тяжести, между тем вулканическая деятельность, которая, согласно критикуемому предположению, должна быть связана лишь с зонами текучести, приурочивается в действительности как к интрагеосинклинальным, так и к интрагеоантиклинальным зонам, характеризующимся соответственно относительным минимумом и максимумом силы тяжести. Если же допустить, что положительные аномалии возникли как следствие нагромождения выжатых из недр текучих масс, то получим вместо чередующихся в плане узких зон положительных и

отрицательных аномалий единичные зоны положительных аномалий, без дополняющих их зон отрицательных аномалий (полос Венинг-Мейнеса).

В-третьих, как уже отмечалось, согласно данным региональной геологии, вулканогенные толщи, как правило, располагаются в самых низах трансгрессивных толщ, доказывая связь вулканизма с первой стадией упругого коробления земной коры, в то время как разбираемая гипотеза отводит место вулканизму лишь в конце тектонического цикла.

Другие предположения о зарождении внутри коры местных резервуаров магмы, например, под влиянием радиогенного тепла и спонтанном ее извержении, тоже не выдерживают критики.

Во-первых, доказано<sup>1</sup>, что радиоактивные элементы (уран, торий, калий и продукты их распада) концентрированы в самых внешних слоях земной коры, в то время как вулканические очаги располагаются на глубинах 30—100 км и в процессе своего формирования могли испытать влияние радиогенного тепла в сравнительно небольшой мере (по вычислениям, приведенным в цитированной выше работе Л. Грейтона, для расплавления материала коры под действием радиогенного тепла необходимо время в 140 000 000 лет, при отсутствии потерь на излучение во внешнее пространство).

Во-вторых, согласно п. II, излившиеся массы новейших вулканических островов, так же как и огромное большинство коралловых построек, представляют собой избыточные, изостатически некомпенсированные массы, удерживаемые прочностью коры<sup>2</sup>, и поэтому прямой генетической связи с корой иметь не могут.

Контракционно-изостатический механизм деформации коры дает также некоторые указания об изменении химизма

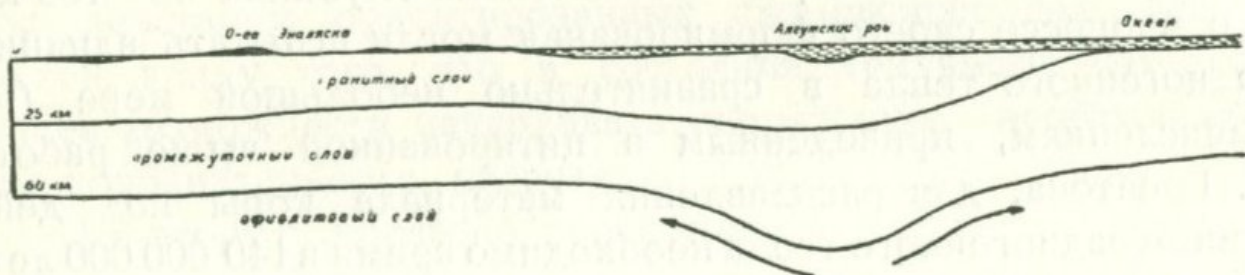
---

<sup>1</sup> А. Н. Тихонов и А. А. Самарский, Уравнения математической физики. М.—Л., 1951.

<sup>2</sup> А. А. Михайлов, Курс гравиметрии и теории фигуры Земли. М., 1939.

магмы. Насколько можно судить по характеру излившихся пород, химический состав подкоровых магматических масс за геологическое время существенных изменений не испытал, ибо одни и те же типы пород встречаются в отложениях всех геологических систем, отличаясь в основном степенью метаморфизма. Кроме того, принцип актуализма предполагает, что в геологическом прошлом эти массы находились в основном в таком же физико-химическом состоянии, что и в настоящее время. Согласно контракционному механизму, отличия в последнем случае в основном должны заключаться в меньшей их плотности и в большом содержании летучих компонентов.

Ведущее значение в гравитационном сжатии планеты мы, вслед за В. Н. Лодочниковым, В. Г. Фесенковым, П. Н. Кропоткиным и др., отводим ядру. Из этой постановки вопроса следует, что подкоровые массы находятся в состоянии относительного термического равновесия, т. е. вырабатывают вследствие трения тепла примерно столько, сколько



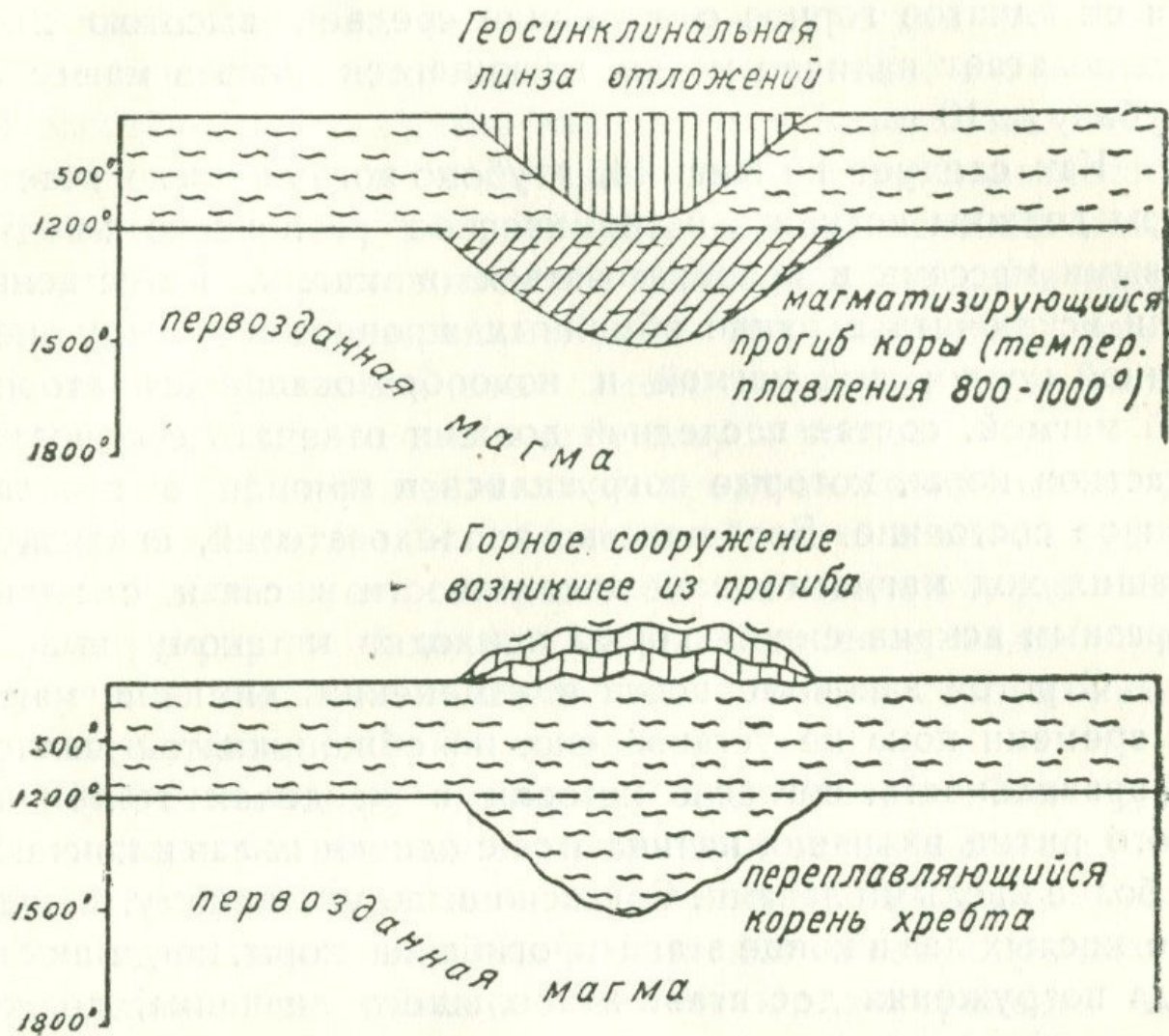
Фиг. 47. Схема о образования Алеутского прогиба под влиянием продольных сжимающих сил. Длинные стрелки отмечают направление перетекания подкоровых масс (мощность слоев по А. Ирдли).

ко отдают внешнему пространству. Этим следует объяснить относительное постоянство во времени термодинамических условий в подкоровых областях, что не исключает, очевидно, также роли радиогенной энергии в общем балансе процесса.

Температура подкоровых магматических масс, согласно приведенным выше расчетам, достигает на глубинах 40—80 км 1600—1800°C.

При продольном изгибе коры прогнутые зоны постепенно погружаются в эти высоконагретые массы (фиг. 47).

Наибольшей глубины эти прогибы достигают в конце цикла осадконакопления. Судя по мощностям отложений, прогибы достигают иногда величины 15—25 км.



Фиг. 48. Схема образования субмагматических масс; а) вследствие глубокого погружения нижняя часть прогнутой зоны коры вступает в термическую изостазию с подкоровыми высоконагретыми массами и магматизируется; б) после инверсии прогиба на его месте образуется наземный складчатый хребет и соответствующий подземный хребет (корень), который также магматизируется и в нижних своих частях переходит в расплав (цифры с левой стороны рисунка указывают температурные уровни в °С).

Как уже указывалось, инверсия прогибов и возникновение на их месте складчатых горных сооружений сопровождается также образованием корней из вещества коры (фиг. 48). Высота корня, согласно закону Архимеда, определяется соотношением

$$z_2 = z_1 \frac{D_1}{D_2 - D_1} \approx 5z_1,$$

где  $z_1$  — высота складчатого сооружения над верхней поверхностью недеформированной коры,  $D_1$  — плотность коры,  $D_2$  — плотность подкорового вещества. По этой зависимости складчатое горное сооружение средней высотой 2 км предполагает наличие корня, вдающегося вниз в магму на глубину  $\approx 10$  км.

Как следует из фиг. 48, глубоко погруженные участки коры должны вступить в термическое равновесие с подкоровыми массами и преобразоваться в магму. Естественно, если исключить влияние обменных процессов между первичной подкоровой магмой и новообразовавшейся вторичной магмой, состав последней должен отвечать составу тех участков коры, которые погрузились и пришли в расплавленное состояние. Большинство исследователей, анализирувавших ход магматической деятельности в связи с волнообразным искривлением коры, приходят к такому выводу.

Строгой закономерности в изменении химизма магмы во времени пока не установлено, но общепринятой является правильность, согласно которой в пределах тектонического ритма излияния начинаются с основных лав и кончаются более кислыми лавами. Согласно вышеуказанному, появление кислых лав в конце этапа прогибания коры, когда амплитуда погружения достигает наибольшего значения, должно быть связано с расплавлением нижних, глубоко погруженных слоев коры, имеющих, как принято, состав более кислый, чем подкоровая магма, изливающаяся в начале цикла прогибания. Одновременные или чередующиеся излияния лав разного состава, в пределах одного и того же относительно небольшого вулканического района, должны быть объяснены, кроме дифференциации, сосуществованием под корой магм разного состава, из коих более кислые образуются вследствие глубокого погружения коры или возникновения корней. Возможность относительно кратковременного фракционирования больших масс кислой магмы из офиолитовой путем дифференциации рассматривается ниже.

Важное доказательство вышеизложенному дает вулканизм бассейна Тихого океана. Давно установлен тот факт,

что во внутренней области Тихого океана, внутри Тихоокеанского геосинклинального кольца, магматическая деятельность выражается в излиянии почти исключительно базальтовых лав. По данным гравиметрических и отчасти геологических исследований<sup>1, 2</sup> известно также, что внутренний бассейн Тихого океана находится в отношении тектонических движений в более или менее спокойном состоянии — здесь отсутствуют резко выраженные прогибы и поднятия, зонально расположенные аномальные массы и складчатые горные сооружения. Кроме того, известно, что в этой области гранитный слой имеет незначительную мощность (до 8 км), а местами отсутствует вовсе.

Из этих фактов неизбежным представляется вывод, что отсутствие во внутреннем бассейне Тихого океана кислых излияний обусловлено отсутствием как кислой коры, так и больших деформаций коры, выражающихся в виде глубоких узких прогибов и складчатых горных сооружений с соответствующими им корнями.

Существенно иную картину представляет Тихоокеанское кольцо, окаймляющее внутренний бассейн океана. Как известно, в отличие от внутреннего бассейна, здесь кроме основных базальтовых лав изливаются также средние и кислые лавы. Тектонические отличия от внутреннего бассейна заключаются в больших деформациях коры в пределах кольца в виде узких зонально расположенных глубоких прогибов и поднятий, в наличии соответствующих им отрицательных и положительных зональных аномалий силы тяжести, зон высокой сейсмичности и молодых складчатых сооружений. Наличие кислых лав приходится естественно связывать с большими деформациями коры.

Следующее существенное доказательство заключается в отличиях платформенного и геосинклинального вулканизма (см. п. 4). Абсолютное преобладание в платформенных областях однородных основных лав должно быть объяснено отсутствием здесь больших деформаций в виде глубоких

---

<sup>1</sup> А. Д. Архангельский (цит. соч.).

<sup>2</sup> А. Ф. Венинг-Мейнес (цит. соч.).

узких прогибов и корней гор. Наоборот, большое разнообразие магматических излияний в геосинклинальных системах, как уже указывалось, связывается с большими деформациями коры, фиксированными как геометрически, так и в больших градиентах мощностей отложений.

В существующей литературе нет достаточного единства мнений о временных соотношениях вулканизма и тектонических движений, почему представляется необходимым несколько детализировать этот вопрос.

В литературе часто встречаются термины „эпейрогенный вулканизм“, „синорогенный вулканизм“, „посторогенный вулканизм“. А. Д. Архангельский<sup>1</sup> еще в 1933 г. пришел к выводу, что эффузивные вулканические явления связаны во времени всецело с этапами эпейротектонических деформаций коры.

Уже один тот факт, что вулканогенные отложения прослаиваются и фациально замещаются нормальными осадочными морскими или континентальными отложениями, накопленными в периоды эпейротектонических деформаций коры, является достаточным доказательством правильности вывода А. Д. Архангельского. Превосходные примеры тому дают Урало-Тяньшанская геосинклиналь (девон), Большой Кавказ (девон-юра), Малый Кавказ (девон, юра, верхний мел, палеоген, неоген, антропоген), Европейские герциниды (силур, девон), Карпаты (неоген), Кордильерская геосинклиналь (пермь, юра, миоцен), Анды (юра, нижний мел) и др., где вулканогенные комплексы по всей их огромной мощности прослаиваются или фациально замещаются нормально-осадочными отложениями, накопленными в периоды трансгрессий моря, т. е. в этапы эпейротектонических деформаций коры. Как отметил В. В. Белоусов<sup>2</sup>, характерно при этом фациальное смыкание вулканогенных комплексов с нижними обломочными комплексами трансгрессивных формаций, что свидетельствует о связи вулканической деятельности с начальными стадиями коробления коры и опровергает

---

<sup>1</sup> А. Д. Архангельский, Геология и гравиметрия. М.—Л., 1933.

<sup>2</sup> В. В. Белоусов, Общая геотектоника. М.—Л., 1948.

представление о связи ее с орогеническими складчатыми движениями.

Несколько труднее судить о связи вулканической деятельности и тектонических движений в континентальных областях, где фациальные взаимоотношения вулканогенных и осадочных образований выражены менее отчетливо.

Представление о синорогенном и посторогенном вулканизме возникло на примере наземного вулканизма плиоцена и четвертичного времени, причем имелись в виду вулканы островных дуг Тихоокеанского кольца и альпийско-гималайской складчатой системы, расположенные на мегаантиклинориях средне-верхнетретичного возраста. Ближайшее ознакомление с морфологией, историей вулканической деятельности и полем силы тяжести этих и им подобных областей показывает, что синорогенный вулканизм на самом деле кажущееся явление и что в периоды вулканической деятельности эти мегаантиклинории в действительности испытывали сводообразное эпейрогеническое поднятие, а смежные с ними области — погружение.

Выше неоднократно отмечалось, что современный вулканизм приурочен к положительным ундациям коры, которые сопровождаются параллельными им узкими, сильно прогнутыми зонами, имеющими отрицательную гравиметрическую характеристику. Особенно показательны в этом отношении Тихоокеанское кольцо, Индонезийский архипелаг, Средиземное море, Карибская петля, которые, по заключению А. Д. Архангельского и многих других тектонистов, представляют современные геосинклинали<sup>1</sup>.

Поскольку в названных областях рядом с островными дугами, обозначенными большими положительными аномалиями, интенсивным вулканизмом и геоморфологически отчетливо выраженной тенденцией геосинклинального развития, располагаются молодые геометрически резко фиксированные тектонические прогибы коры, отмеченные большими отрицательными аномалиями и накоплением соответ-

---

<sup>1</sup> А. Д. Архангельский, Геологическое строение СССР и его отношение к строению остальной поверхности Земли. М.—Л., 1947.

ствующего комплекса нормальных осадочных отложений, постольку необходимо заключить, что отложения продуктов вулканической деятельности островных мегаантиклинальных дуг являются фацией нормальных осадочных отложений смежных прогибов коры, рассматриваемых как отложения первой эпейрогенической половины тектонического цикла антропогенного периода.

Стало быть, как отмеченные нормальные осадочные отложения зон прогибов, так и синхроничные с ними вулканогенные отложения островных дуг относятся к отложениям начальной стадии нового, современного тектонического цикла.

Очевидно, поводом для квалификации вулканов этих островных дуг как синорогенные или посторогенные служило лишь то обстоятельство, что цоколем их служат в большинстве случаев молодые средне-верхнетретичные складчатые сооружения, возникшие задолго до новейшего вулканического пароксизма.

Определенная закономерность в фациальных связях вулканогенных и осадочных образований устанавливается также для континентальных областей. Н. М. Страхов приходит, в частности, к важному выводу, что „...континентальные эффузивно-осадочные комплексы, естественно, как правило, ассоциируются с комплексами межгорных котловин и переходят в них по простирацию“<sup>1</sup>. Рассматривая эти же межгорные комплексы отложений как результат эпейротектонической деформации коры, опять-таки приходим к выводу, что и на континентах вулканическая деятельность приурочивается к этапу эпейротектонических деформаций тектонического цикла.

Превосходное доказательство последнего вывода дает изучение молодого вулканизма Малого Кавказа. Как мегаантиклинальное горное сооружение Малый Кавказ фигурирует по крайней мере с конца среднего миоцена<sup>2</sup>. В это время

<sup>1</sup> Н. М. Страхов, Основы исторической геологии, ч. I, стр. 121, М.—Л., 1948.

<sup>2</sup> А. Т. Асланян, Новые данные по неогеновой тектонике Армении. ДАН АрмССР, т. XII, № 2, 1950.

по обе стороны мегаантиклинория Малого Кавказа возникают соответствующих размеров предгорные прогибы — Куринская котловина на северо-востоке и Араксинская котловина на юго-западе, заполняющиеся конгломерато-песчано-глинистыми и др. отложениями. Прогибанию этих котловин отвечает медленное сводообразное поднятие разделяющего их мегаантиклинория Малого Кавказа, продолжавшееся до конца нижнего плиоцена<sup>1</sup>.

Этот промежуток времени ознаменовался в зоне мегаантиклинория интенсивным вулканизмом, продукты которого в виде разнообразных лав, туфобрекчий и пемзово-пепловых накоплений (вохчабердская толща и ее аналоги) занимают во внутренней диагональной полосе большие площади и переходят фациально в средне-верхнесарматские, меотические и понтические нормальные осадочные отложения Араксинской котловины. В Куринской котловине продукты вулканической деятельности отмечены пеплами и суббентонитовыми глинами, прослаивающими сарматские отложения (эльдарская и часть диатомовой свиты) и меотическо-понтические отложения (ширакская свита).

На границе нижнего и верхнего плиоцена Араксинская и Куринская котловины испытывают орогенез (восточно-кавказская фаза складчатости по А. П. Герасимову), за которым следует региональная планация всей области Малого Кавказа вместе с причленившимися к нему складчатыми зонами смежных котловин. Продукты планации представлены широко развитыми в юго-восточной части Куринской депрессии мощными песчано-глинистыми отложениями, залегающими между понтическими и акчагыльскими отложениями (продуктивная толща Апшеронского полуострова).

С начала верхнего плиоцена область Кавказа вступает в новую стадию эпейротектонических деформаций, продолжающуюся с небольшими перерывами до наших дней. В эту стадию мегаантиклинорий Малого Кавказа сводооб-

---

<sup>1</sup> А. Т. Асланян, Основные черты послеплиоценовой истории тектонического развития Армении. Сборник аннотаций докладов III Научно-технической конференции профессорско-преподавательского состава ВТУЗ'ов Закавказья, Ереван, 1952.

разно поднимается, а смежные депрессии Куры и Аракса погружаются, причем процесс погружения начинается с акчагыльского века, отмеченного большой трансгрессией Каспийского моря, затопившего почти всю Куринскую депрессию. Период акчагыльской трансгрессии и соответствующего прогибания Куринской котловины отмечается сильным вздыманием и эрозионным расчленением мегаантиклинория Малого Кавказа при амплитуде эрозии до 1400 м (считая от поверхности среднеплиоценового пенеплена — бассейн среднего течения р. Вороган).

В верхнеакчагыльское время, когда прогибание Куринской котловины (поднятие мегаантиклинория М. Кавказа) достигает наибольшего размера, на Малом Кавказе вспыхивает грандиозная вулканическая деятельность, которая дает громадные массы долеритовых базальтов, андезито-базальтов, дацитов, частью липаритов (лавовые комплексы вулканов Арагац, Арарат, Араилер, Ишхансар, Абул, Самсар, Атис, Артен, Спитаксар, Лорийского плато, ущелий рр. Дебед, Машавера, Храми, Ахурян и др. и пирокластические образования (горисская толща и ее аналоги, подстилающие и частично прослаивающие эти лавовые комплексы). Дальние выбросы пирокластических продуктов указанных вулканов фиксированы широко распространенными в верхнеакчагыльских отложениях Куринской котловины пемзово-пепловыми образованиями.

Следующая мощная вспышка вулканической деятельности на мегаантиклинории Малого Кавказа происходит в нижнечетвертичное время. Продукты ее в виде базальтовых, андезито-базальтовых и андезито-дацитовых лавовых потоков широко развиты в области Гегамского и Варденисского хребтов, в районе массива г. Арагац, на Карсском плато, в бассейне р. Ворган. Как показали многочисленные буровые работы и данные геологической съемки, эти лавы прослаивают в виде внутриформационных потоков мощные озерные отложения Араратской межгорной депрессии, относимые к бакинско-гюргянскому возрасту и накопившиеся, судя по археологическим данным, в период оби-

тания в этих краях неандертальского человека<sup>1</sup>. Многочисленные прослой пемзово-пепловых образований в трансгрессивной свите бакинско-гюргянского времени в Куринской котловине связываются генетически с вулканической деятельностью Малого Кавказа<sup>2</sup>.

Вулканическая деятельность проявилась в области Малого Кавказа также в средне- и верхнечетвертичное и историческое время. Исследования К. Н. Паффенгольца<sup>3</sup> и, позднее, автора настоящих строк показали, что там, где лавовые потоки четвертичного времени залегают в речных долинах, наблюдается закономерная связь между отдельными лавовыми потоками и подстилающими их галечными террасами, т. е. имеется причинная связь между вулканической деятельностью и тектоническими движениями, определившими развитие речных долин, причем автором было установлено, что между лавовыми потоками и подстилающими их террасами имеются следы эрозионных перерывов, отмеченные расчлененностью террас в период, непосредственно предшествовавший излиянию лав. Далее, соотношения между отложениями террас рек Малого Кавказа и заполняющими смежные котловины отложениями показали, что периодам прогибания котловин отвечают в зоне мегаантиклинория этапы интенсивного углубления ущелий рек и, наоборот, периодам регрессивных движений в котловинах отвечают этапы заполнения речных долин аллювиальным материалом.

На основании этих данных было доказано, что вулканическая деятельность на Малом Кавказе, как в ранние геологические периоды, так и в новейшее время, была связана не с орогеническими движениями, а с эпейрогеническими, обозначавшимися в целом сводообразным поднятием мегаантиклинория Малого Кавказа (и Большого Кавказа) и одновременным прогибанием Куринской и Араксинской котло-

---

<sup>1</sup> А. Т. Асланян, К истории происхождения Араратской котловины. ДАН АрмССР, т. XI, № 1, 1940.

<sup>2</sup> Ш. А. Азизбеков, Вулканические пеплы Азербайджана. Тр. ИГиН АН АзССР, 1939.

<sup>3</sup> К. Н. Паффенгольц, Геологический очерк Армении и сопредельных областей Малого Кавказа (на арм. яз.). Ереван, 1948.

вин. Большие положительные аномалии силы тяжести в мегаантиклинориях Большого и Малого Кавказа и низкие положительные и отрицательные аномалии в Куринской депрессии подтверждают указанный вывод с геофизической точки зрения<sup>1</sup>.

Обращаясь к типичным платформенным областям, мы опять-таки приходим к выводу, что на платформах, так же как и в геосинклинальных областях, излияния лав происходили в связи с эпейротектоническим короблением и развертыванием коры, независимо от складчатых дислокаций и орофаз. Классические платформенные вулканические комплексы — верхнепермские траппы Сибирской платформы (Тунгусская впадина и Ленско-Виллюйская область), нижнеюрские платобазальты Южной Африки (Замбези, Драконовые горы и др.) и Южной Америки (бассейн р. Парана), палеогеновые платобазальты Монголии и Индии (Декканское плато), миоплиоценовые платобазальты Африки (Абиссиния, Виктория, Квинсленд), Аравии, Сирии, Исландии, Сев. Америки (Колумбия, Снак-ривер), Южной Америки (Патагония), занимающие площади в миллионы кв. км и смыкающиеся с нормальными осадочными континентальными или частью морскими отложениями, возникли именно в результате эпейротектонических деформаций платформенных областей коры, в прогнутых и отчасти в приподнятых их участках.

Таким образом, вулканическая деятельность, независимо от места ее локализации (геосинклинали или платформы) и времени проявления, связывается теснейшим образом с процессами коробления и нарушения сплошности коры, совершающимися в течение первого эпейрогенического этапа тектонического цикла. Сущность эффузивной вулканической деятельности составляет процесс гравитационной дифференциации вещества внешних слоев земли, выражающийся в разделении газовой фазы от жидкой и твердой фаз и имеющий тенденцию уменьшать потенциал планеты.

---

<sup>1</sup> Л. В. С о р о к и н, Гравиметрия и гравиметрическая разведка. М.—Л., 1951.

## 2. П л у т о н и з м

Вопроса глубинного вулканизма (плутонизма) мы касаемся здесь лишь для того, чтобы определить его место в процессе деформации земной коры. Под углом зрения контракционно-изостатической теории деформации земной коры, образование интрузивных магматических тел представляется возможным двумя путями:

а) непосредственным внедрением в кору глубинных магматических масс как проявление реакции упругого субстрата (магматического основания) на прогибание коры-плиты;

б) переплавлением материала глубоко прогнутых зон коры с приспособлением его к складчатым структурам, возникающим при инверсии прогибов.

Первая возможность была исследована в предыдущем параграфе, где было показано, что широко распространенный тип малых интрузий — дайки (преимущественно диабазовые), силлы, лакколиты, субвулканические тела и некоторые другие (например, экструзивные конусы), а также ассоциирующиеся с ними эффузивные образования, являются выражением противодействия подкоровых магматических масс на давление прогибающейся коры, испытывающей при этом растяжение в нижних и средних своих горизонтах, и отчасти стремления газовых компонентов отделяться от жидких магматических масс. Типичными представителями этого депрессионного (реактивного) типа магматических образований являются трапповые формации (бассейн Тунгуски, плато Карру и др.)<sup>1</sup>.

В данном параграфе, в связи с реактивным типом магматизма, нам остается также исследовать вопрос ультраосновых интрузий, которые, локализуясь в интрагеосинклинальных зонах, теснейшим образом ассоциируются с основными эффузивами и приурочиваются во времени к стадии больших деформаций коры.

По данным ряда петрологов (В. Н. Лодочников, А. Н. Заварицкий, Р. Дели и др.), такая ассоциация ультраоснов-

---

<sup>1</sup> А. В. Пейве и В. М. Сеницын, Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4. 1950.

ных интрузий и основных эффузий указывает на их генетическую связь, тем более, что имеются почти непрерывные химико-минералогические переходы между этими группами, а в ряде случаев породы одной группы в виде своеобразных ксенолитов оказываются включенными в породы другой группы. В частности, в офиолитовых поясах обычно массы ультраосновных пород включают самостоятельные и обособленные, изолированные массы габбро и (или) наоборот.

Для объяснения происхождения ультраосновной и основной магмы, да и магмы вообще, решающее значение имеет вопрос о химико-минералогической природе подкоровых масс и возможности их дифференциации.

Заключение В. Н. Лодочникова<sup>1</sup> о том, что подкоровые массы в пределах по крайней мере внешней оболочки сложены оливиновыми базальтами (офиолитами в широком смысле) непосредственных возражений не встречает и может быть положено в основу рабочей гипотезы о происхождении офиолитов, если принять, что материал оболочки составлен массами, богатыми оливином (ультрабазальты) более, чем обычные базальты. Необходимость этого диктуется результатами исследований М. Губерта, который, пользуясь методами теории размерностей, показал, что подкоровые массы ближе всего подходят к очень богатым оливином породам<sup>2</sup>.

Сложнее вопрос о дифференциации подкоровых масс. Поскольку речь идет о массах богатых содержанием кристаллов оливина (размерами порядка 1 мм) и расщеплении этих масс на почти мономинеральные ультраосновные массы и массы базальтового состава, то ведущее значение должна иметь гравитационная дифференциация.

Выше, при разборе вопроса об источниках тектонической энергии, мы показали, что в подкоровых массах гра-

---

<sup>1</sup> В. Н. Лодочников, Зап. Всерос. минерал. общества, ч. 68, № 2, 1939.

<sup>2</sup> M. K. Hubbert, Strength of the Earth, Bull. Am. Assoc. Petr. Geol., vol. 29, 1945.

витационная дифференциация практически невозможна, ибо, согласно формуле Стокса

$$V = \frac{\Delta\rho d^2}{18\eta}$$

( $V$  — скорость погружения или всплывания кристалла округлой формы,  $\Delta\rho$  — разность удельных весов кристалла и среды,  $d$  — диаметр кристалла,  $\mu$  — вязкость среды), даже при диаметре кристаллов  $d = 1$  см, скорость погружения при  $\Delta\rho = 3$  и  $\eta = 10^{22}$  не превышает 1 см за 200 000 000 лет. Для частиц диаметром  $d = 0,1$  см при тех же данных скорость передвижения кристаллов получается  $0,00005$  см/ $2 \cdot 10^9$  лет. Формула Стокса предполагает большую возможность гравитационной дифференциации при резком уменьшении вязкости среды, поскольку при постоянных  $\Delta\rho$  и  $d$  скорость является функцией лишь вязкости  $\eta$ .

Ранее отмечалось, что под давлением  $q$  вязкость магмы выражается экспоненциальной зависимостью

$$\eta = \eta_0 e^{\alpha q}$$

и устанавливается приблизительно равенство  $\eta = \eta_0$ , когда  $q \rightarrow 0$ . В этом случае подкоровые магматические массы должны иметь такую же текучесть, какую имеют лавы при выходе из вулканического жерла (порядка 10—1000 пуаз).

Падение давления на подкоровые массы до минимума происходит, как отмечалось, при короблении коры, причем магма освобождается от нагрузки коры в зонах открывающихся зияющих трещин с нижней стороны прогибов. Подстановка в формулу Стокса значения  $\Delta\rho = 1$  г/см<sup>3</sup>,  $d = 0,1$  см,  $\eta = 100$  пуаз дает  $\eta = 0,33$  см/мин или 1,7 км/год. Принятое здесь значение  $\eta = 100$  пуаз соответствует, как известно, такому состоянию вязкости, при котором могут выделяться пузырьки газа (независимо от природы материала). При  $\eta = 10$  и  $\eta = 1$  получим соответственно  $V = 3,3$  см/минуту и 33 см/минуту.

Необходимо отметить, что содержание летучих в подкоровых массах во много раз больше, чем в лавовых потоках и озерах, где производились измерения вязкости лав.

Некоторые вулканологи даже допускают мысль, что масса летучих компонентов до вулканического действия того же порядка, что и масса скелета (силикатной части) магмы. Если имеет место такое неравенство, а оно несомненно имеет место, то вязкость подкоровых масс при разгрузке до нормального атмосферного давления должна быть значительно меньше вязкости тех же масс после излияния на дневную поверхность.

Отсутствие резко выраженной гравитационной дифференциации в лавовых потоках вероятно объясняется быстрым улетучиванием газовой компоненты, уносящей с собой одновременно огромное количество тепла и быстрым увеличением в связи с этим вязкости, замедляющим или практически исключаящим процесс фракционирования.

Таким образом, из указанных расчетов следует, что возможность гравитационного фракционирования подкоровых масс при короблении коры поистине огромна и может объяснить расщепление родоначальной магмы на производные магмы. Этой схемой уверенно можно объяснить фракционирование базальтовой (в узком смысле слова) магмы в зонах упругих сводовых поднятий коры и разрывов, которые отмечены интенсивным вулканизмом и характеризуются минимальными значениями реакции субстрата.

В. Л. Егоян (устное сообщение), изучавший соотношения ультраосновных интрузий и эффузий, высказывает предположение, что расщепление родоначальной магмы на ультраосновную и основную производные, происходило, вероятно, в прогнутых зонах коры в процессе продавливания родоначальной магмы. Указанные расчеты не противоречат этому интересному предположению, однако, необходимо выяснить вопрос количественных соотношений (компланарности) производных магм.

Резкое падение давления на магматическое основание, необходимое для гравитационной дифференции, следует ожидать также при общей контракции ядра планеты.

В разделе II мы показали, что оболочка Земли (астеносфера) представляет оболочку типа каучуковой оболочки и при уменьшении ядра деформируется таким же образом,

как и кора, т. е. коробится, образуя прогибы и поднятия, причем ввиду малой прочности астеносфера коробится раньше коры, а прогибание ее не сразу компенсируется прогибанием вышележащей области коры. Вследствие этого в прогнутых областях астеносферы противодавление на кору падает, вязкость подкоровых масс уменьшается и создаются благоприятные условия для фракционирования из родоначальной офиолитовой магмы производных магм — базальтовой и оливниновой.

Таким образом, в общем случае, сепарация ультраосновной и основной магм из родоначальной офиолитовой магмы обуславливается, главным образом, упругими, ундационными деформациями коры, причинно связанными с контракцией планеты.

Внедрение ультраосновной магмы в кору должно произойти в принципе по тому же механизму, что и внедрение основной магмы — вначале по трещинам растяжения и далее вверх всевозможными путями наименьшего сопротивления, причем внедрение магмы в течение одного этапа прогибания коры может произойти в несколько приемов и поэтому в пределах одного офиолитового пояса могут встречаться разновозрастные, отделенные сравнительно короткими перерывами внедрения.

Если придерживаться предположения, что основная и ультраосновная магмы образуются из родоначальной офиолитовой (ультрабазальтовой) магмы одновременно и основная магма, как более легкая, после сепарации располагается тонким слоем над более тяжелой ультраосновной магмой, то можно думать, что последняя будет инъецироваться после исчерпания или оттока в сторону вышележащей основной магмы.

Указанный механизм внедрения магмы, как было показано выше, идентичен механизму соляных интрузий в субгеосинклинальных областях.

Рассматриваемый механизм интрузивного процесса предполагает внедрение в разорванную кору магматических масс любого состава. Насколько нам известно, в действительности такие инъекции представлены почти исключительно ос-

новными и ультраосновными интрузиями, которые часто ассоциируются между собой и составляют вдоль осевых зон крупных, длительно развивающихся орогенов отчетливо выраженные узкие пояса<sup>1</sup>. Важно также подчеркнуть, что пояса ультраосновных интрузий нигде не сопровождаются одновозрастными и соизмеримыми с ними поясами кислых и щелочных интрузий. С точки зрения рассматриваемого механизма деформации коры и интрузивного процесса оба указанных факта подтверждают правильность того взгляда, что под твердой земной корой не имеется первозданного, сколько-нибудь обширного слоя гранитной магмы и что офиолитовые и гранитные пояса интрузий имеют различное происхождение и проявляются разновременно.

Далее, для данной проблемы важное значение имеет тесная пространственно-временная ассоциация гипербазитов и основных лав геосинклинальных зон, давшая основание петрологам прошлого столетия объединить оба эти типа пород в одну формацию под названием офиолитовой формации. Столь же важен тот факт, что офиолитовые пояса отсутствуют в типичных флишевых геосинклиналях (Советские Карпаты, Восточный Кавказ, Западный Урал и др.), где вулканогенные отложения отсутствуют или имеют крайне ограниченное развитие. Более или менее закономерным является также то обстоятельство, что офиолитовые пояса часто располагаются рядом с крупными разломами (нередко перманентными), из чего делается также вывод об одновозрастности этих поясов и разломов. Такое сочетание, однако, допускает и другое, теоретически более обоснованное толкование вопроса, а именно: после образования офиолитовых поясов в осевых зонах глубоко прогнутых интрагеосинклиналей и их консолидации наименее прочными зонами коры оказываются контактовые зоны офиолитов, являющиеся зонами концентрации сдвигающих усилий. При повторном короблении коры деформации, естественно, концентрируются в контактовых зонах офиолитовых поясов, где и

---

<sup>1</sup> В. Л. Егоян и В. Е. Х'аин, Роль и место ультраосновных интрузий в развитии земной коры. ДАН СССР, т. ХСІ, № 4, 1953.

происходят сдвиговые (взбросовые) нарушения, соизмеримые по своим масштабам с офиолитовыми поясами. На примере Армении, где известны два офиолитовых пояса — Севанский и Вединский, это положение доказывается весьма отчетливо, т. к. возраст поясов доэоценовый (верхне-меловой), а возраст разломов, которые к ним тяготеют, постэоценовый.

С таким толкованием согласуется также интенсивная складчатость вдоль офиолитовых поясов. С одной стороны, зоны размещения последних являются наиболее прогнутыми зонами интрагеосинклинали, где максимальна разность между дугой и хордой прогиба, обуславливающей дислокационную складчатость, а с другой, при инверсии прогибов, куда внедрились офиолиты, смятие осадочного чехла концентрируется у контактов последних, имеющих значительно большую жесткость.

Как было отмечено выше, инъекции ультраосновной магмы, образующей выдержанные офиолитовые пояса, происходят по тому же механизму, что и инъекции основной магмы, дающей в депрессионных зонах всевозможные интрузивные залежи и связанные с ними эффузивы. В связи с этим возникает вопрос, почему ультраосновная магма не дает эффузий, если механизм ее инъекции тождественен механизму инъекции основной магмы?

Как мы отметили в другой работе<sup>1</sup>, отсутствие ультраосновных эффузий должно объясняться либо бедностью магмы летучими компонентами, являющимися движущей силой вулкана, либо большой их вязкостью. Ряд петрологов как известно, придерживается того мнения, что ультраосновная магма является „сухой“ магмой и внедряется в кору в твердопластическом состоянии<sup>2</sup>. Слабые проявления гидротермального метаморфизма вокруг интрузий ультраосновной магмы, а также факты, указывающие на внедрение

---

<sup>1</sup> А. Т. Асланян, О природе вулканических явлений. ДАН Армянской ССР, т. XIII, № 5, 1951.

<sup>2</sup> Н. Боуэн, Магмы. Сборник „Проблемы образования гранитов“, под ред. Б. М. Куплетского и А. П. Лебедева, М., 1949.

этой магмы в дифференцированном виде (концентрическое расположение производных офиолитовой магмы), очевидно, не противоречат этому объяснению.

В соответствии с приведенными выше данными, инъекции ультраосновной магмы во времени следуют за формированием вулканогенных толщ, фациально смыкающихся с нижним терригенным комплексом осадочной формации, и, следовательно, приурочиваются к периоду прогибания интрагеосинклинали. Отмеченные выше два положения: частая связь ультраосновных интрузий с основными эффузивами и отсутствие в интрагеосинклинальных зонах поясов гранитоидных интрузий в ассоциации с поясами ультраосновных интрузий того же возраста, должно служить основным доказательством этого вывода.

Инъекция подкоровых магматических масс в толщу коры в виде пластовых интрузий, почти достигающих дневной поверхности, предполагает, что противодействие субстрата на кору должно быть много больше давления, обусловленного весом соответствующей колонны коры, ибо в противном случае магма не могла бы выдавливаться до поверхностных слоев коры. Если учесть также, что магма при подъеме преодолевает силы трения по пути движения и, достигая верхних слоев коры, образует субгоризонтальные слепые силловые залежи, занимающие иногда площади в сотни и тысячи кв. км, то станет очевидным, что при инъекции магмы обязательно должно иметь место неравенство  $q > Q$ .

В предыдущем изложении это условие мы постулировали. Оно постулируется также во всех других тектонических построениях. Оценка этого условия в литературе отсутствует, между тем она имеет решающее значение для любой гипотезы магматической деятельности.

Противодавление упругого магматического основания равняется

$$q = Q \pm kW = Q \pm p.$$

Подставляя  $Q = D_1 gH = 10\,000 \text{ кг/см}^2$ , для критических значений  $p$  получаем: при  $p_{1\text{кр}} = 725 \text{ кг/см}^2$  ( $L_{1\text{кр}} = 200 \text{ км}$ ),  $q_{\text{min}} = 9275 \text{ кг/см}^2$ ,  $q_{\text{max}} = 10\,725 \text{ кг/см}^2$ ; при  $p_{2\text{кр}} = 2900 \text{ кг/см}^2$

( $L_2 \text{ кр} = 100 \text{ км}$ ),  $q_{\text{min}} = 7100 \text{ кг/см}^2$ ,  $q_{\text{max}} = 12900 \text{ кг/см}^2$ ; при  $r_3 \text{ кр} = 6500 \text{ кг/см}^2$  ( $L_3 \text{ кр} = 65 \text{ км}$ ),  $q_{\text{min}} = 3500 \text{ кг/см}^2$ ,  $q_{\text{max}} = 16500 \text{ кг/см}^2$ . Для других значений  $r$  противодействие  $q$  должно быть вычислено из основного уравнения

$$p = p_{\text{кр}}, \quad \frac{4A_1^2}{\pi^2},$$

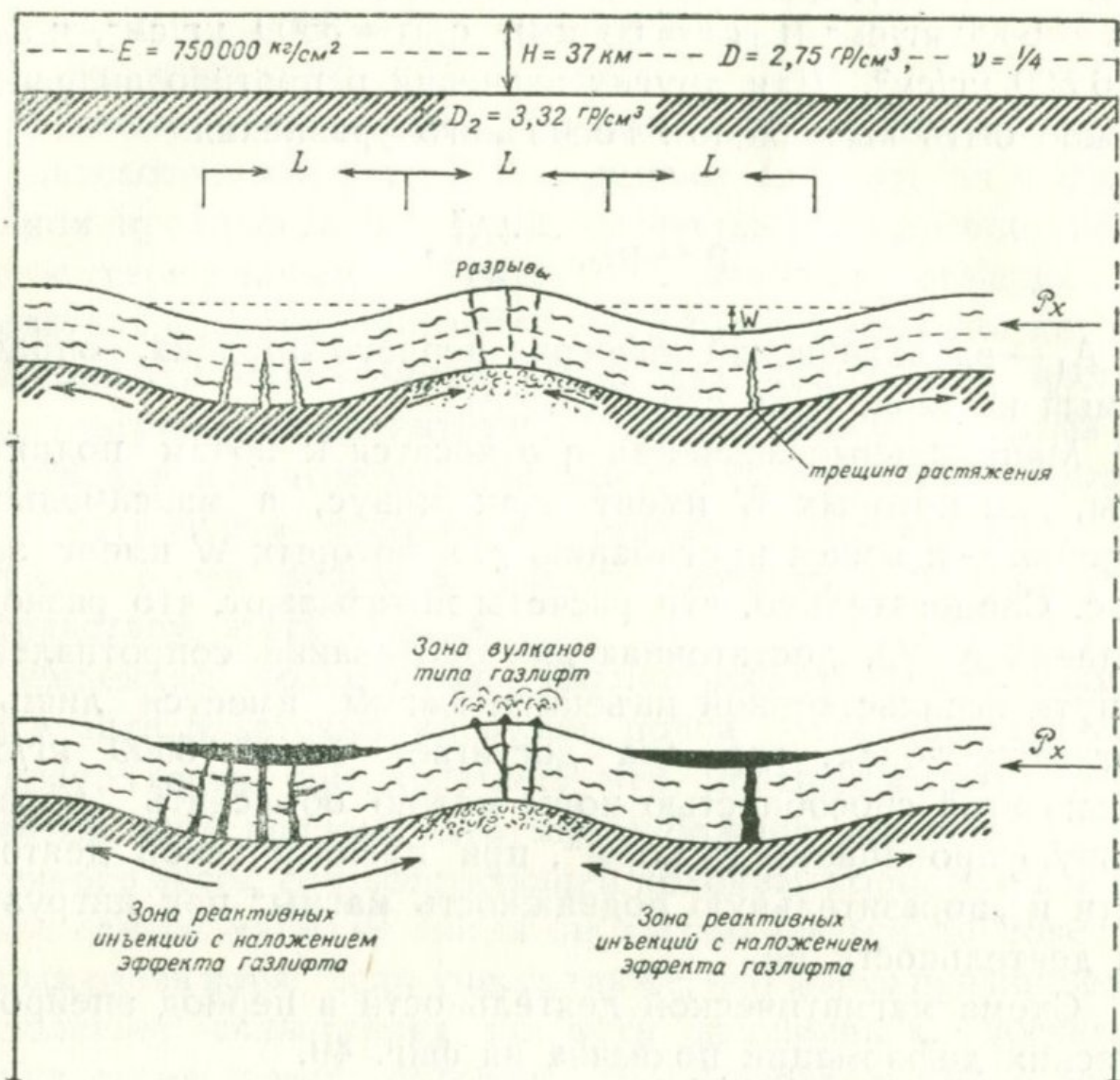
где  $A_1$  — эллиптический интеграл первого порядка, определяемый из табл. 5 на стр. 113.

Минимальные значения  $q$  относятся к зонам поднятий коры, для которых  $W$  имеет знак минус, а максимальные значения — к зонам прогибания, для которых  $W$  имеет знак плюс. Следовательно, эти расчеты показывают, что разность давлений  $q - Q$ , достаточная для одолевания сопротивления по пути насильственной инъекции магмы, имеется лишь в прогнутых зонах, где она достигает более  $6500 \text{ кг/см}^2$ . Только этой способностью коры можно объяснить „поразительную проницаемость коры“, при магматической деятельности и „поразительную подвижность магмы“ при интрузивной деятельности ее.

Схема магматической деятельности в период эпейрогенических деформаций показана на фиг. 49.

Вторая возможность образования интрузивных масс связана, как было отмечено выше, с переплавлением коры при участии магматических флюидов.

Зонами концентрации тектонических напряжений являются интрагеосинклинальные прогибы коры. В ходе глубокого погружения нижний выступ коры постепенно вдается в сильно нагретые первозданные подкоровые магматические массы и, вследствие роста температуры, непрерывно течет (ползучесть, региональный метаморфизм). По установлении термической изостазии с подкоровыми массами материал этого выступа далее превращается в „кашицу“. Образно выражаясь, можно сказать, что из нижнего выступа глубоко прогнутых интрагеосинклинальных зон варится в подкоровом магматическом котле новая (вторичная) магма (см. фиг. 44). Точно так же рисует образование батолитов Дж. Умбгров в работе „Пульс Земли“ (1947).



Фиг. 49. Схема доинверсионной магматической деятельности. а) недеформированная кора-плита на упругом магматическом основании, б) под действием горизонтальной силы кора-плита волнообразно изгибается и дает прогибы и поднятия, имеющие ширину  $L$  и глубину  $W$ . В зонах поднятий кора под действием боковых сил имеет стремление оторваться от субстрата вследствие чего происходит кипение и перемешивание магмы с последующим извержением ее по зонам разрывов по схеме газлифта. В зонах прогибания кора дает с нижней стороны трещины растяжения, в которые насильственно внедряются магматические массы, находящиеся здесь под большим напором, в) при внедрении магма образует трещинные, пластовые и др. малые интрузии, переходящие в соответствующих условиях в эффузии. При концентрации напряжений в одной узкой полосе возможно образование одной крупной трещины растяжения; пояса ультраосновных интрузий приурочиваются предпочтительно к таким крупным разрывам.

Химическая природа такой новообразовавшейся магмы естественно, будет определяться, в первую очередь, составом прогнутой зоны коры и заполняющих ее отложений (если последние тоже были вовлечены в подкоровый „котел“), однако, существенную роль в этом должно было играть также взаимодействие материала коры и „котла“ в виде процессов ассимиляции, дифференциации, гибридизации и, особенно, воздействия на материал коры флюидов, выделяющихся из подкоровых магматических масс. Не углубляясь далее в эту специальную тему, относящуюся к компетенции петрологов, можно отметить, что разбираемый процесс перерождения прогнутых зон коры представляет по существу процесс „гранитизации“ и может иметь своим следствием также образование расплава, который может иметь ту же консистенцию, что и первозданный магматический расплав.

После перерождения нижних слоев коры во вторичную магму, старая изогнутая форма коры вступает в противоречие с новым ее содержанием (гранитизация), и прогиб под напором упругого основания испытывает инверсию. Последняя, как отмечалось при описании орогенеза, осуществляется путем одновременного выжимания вверх гранитизированного комплекса прогнутой зоны коры и покрывающего его осадочного комплекса и продолжается до тех пор, пока не установится полное гидростатическое равновесие, в соответствии с законом Архимеда или не произойдет до этого упрочнения гранитизированного комплекса.

Дислокационная складчатость осадочного комплекса, заполняющего прогиб коры, происходит при инверсии прогиба — антиклинали, синклинали, разрывные нарушения в виде сбросов, взбросов, шарьяжей и др. образуются все при прочих равных условиях непосредственно вследствие инверсии прогиба, как проявление разности между длиной дуги прогиба и длиной его базиса. Поскольку одновременно с инверсией происходит также выжимание гранитизированного материала коры и поскольку этот материал находится в текучем состоянии и испытывает, кроме того, гидростатическое давление масс осадочной линзы, постольку

необходимо заключить, что по линиям наименьшего сопротивления, каковыми являются осевые полосы антиклиналей и линии разрывных нарушений, расплавленный материал неизбежно внедрится в осадочный комплекс, достигая, возможно, дневной поверхности. В соответствии с принятой в литературе терминологией, интродуцировавшие осадочную линзу порции вторичной магмы будут соответствовать аллохтонным интрузиям, а крупные глубинные массы, с которыми они связаны — аутохтонным интрузиям (батолиты). Таким образом, наиболее трудная часть гранитной проблемы — вопрос „пространства“ решается, кажется, достаточно удовлетворительно.

Указанный механизм, как отмечалось, предполагает проникновение отпрысков гранитизированного материала до дневной поверхности. Поскольку верхние этажи интродуцированных геосинклинальных комплексов ныне уничтожены эрозией, то невозможно решить этот вопрос непосредственными наблюдениями, тем не менее в существующей литературе имеет широкое хождение мнение о значительной глубине остывания магмы, давшей крупнозернистые интрузивные породы. Веру в это мнение подорвал в недавнее время А. Н. Заварицкий<sup>1</sup>, который показал, что крупнокристалличность интрузивных пород обусловлена, главным образом, содержанием в магме летучих компонентов, которые при быстром удалении уносят тепло магмы во внешнее пространство и не дают возможности центрам кристаллизации перерасти в крупные кристаллы и, наоборот, при медленном удалении (при высокой герметичности кровли интрузии) замедляют процесс потери тепла и обеспечивают тем самым возможность хорошей раскристаллизации магмы. Таким образом, зернистость интрузивных пород зависит не только от глубины их формирования и не столько от этого, а от содержания летучих компонентов, почему зернистость интрузий не всегда может считаться критерием глубинности.

Касаясь проблемы металогеологии, хотелось бы лишь отметить, что вещественный состав рудоносных флюидов дол-

<sup>1</sup> А. Н. Заварицкий, Аплиты и граниты. Зап. Всесоюз. мин. о-ва, 1951.

жен определяться не только начальным составом переплавленных и первозданных магматических масс, но и их длительным физико-химическим взаимодействием при глубоком погружении коры, в результате чего могли образоваться более сложные рудоносные флюиды. При этом естественно думать, что однообразие в металлогении в пределах крупных регионов (металлогенические пояса), так же как и в пределах относительно небольших районов, должно было обуславливаться однообразием химизма и механических свойств коры и подкоровых масс по всей их площади. Продукты взаимодействия коры и подкоровых масс в разных местах могут быть идентичными также при идентичном ходе в них тектонического процесса (например, при одинаково глубоком погружении коры, что возможно при одинаковой прочности ее в разных районах и одинаковой нагрузке осадков). Можно, например, указать, что возникновение Индонезийского прогнутого пояса длиной 8000 км, шириной порядка 200 км, при исключительной его стройности и выдержанности, было возможно благодаря большой однородности коры и подкоровых масс на всем этом протяжении, почему можно полагать, что при однородности также химического состава последних эта зона во всех своих частях должна обладать теоретически одинаковыми магматическими комплексами, формами тектоники и металлогенией.

Расположенный рядом с данным интрагеосинклинальным прогибом пояс мегаантиклинорий Индонезийского архипелага, возникший на месте глубоко прогнутого пояса типа современного Яванского прогиба, как известно, обладает в разных частях значительной общностью как тектоники, так и магматизма и металлогении и может подтвердить вывод о существенной роли физических свойств коры в металлогенической специализации.

Не претендуя решить затронутые выше специальные задачи металлогении, можем отметить, что указанные замечания вполне согласуются с учением отечественной школы геологов-рудников — С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, А. Г. Бетехтина, П. М. Татарина, И. Г. Магакьяна и др. о тек-

тоно-магматических комплексах и связи с ними определенных типов и семейств руд<sup>1, 2, 3, 4</sup>.

Особенный интерес в этом отношении представляет для нас известный труд С. С. Смирнова „О Тихоокеанском рудном поясе“<sup>5</sup>, доказывающий закономерную взаимосвязь между тектоникой, магматизмом и металлогенией на протяжении всей геологической истории. В определении С. С. Смирнова Тихоокеанский геосинклинальный пояс охватывает зону перехода от Тихоокеанской платформы (собственно от базальтового полушария), к континентальным платформам, характеризующимся значительным однообразием геологических условий. Такая однородность хорошо выражена и в современном Тихоокеанском кольце, параллельном этому поясу.

Как отмечает С. С. Смирнов, палеозойская эра в этом поясе отличается крайней бедностью магматических и постмагматических месторождений. Таков палеозой в западных штатах США, в Британской Колумбии, Аляске, Японии, юго-восточном Китае. В палеозойскую эру земная кора в этом поясе прогибалась в целом относительно слабо (повсюду наблюдаются платформенного характера градиенты мощностей отложений), почему слабо выражена дислокационная складчатость, интрузивный магматизм (особенно кислого типа), а, следовательно, и металлогенез.

„На фоне столь слабого выражения древних стадий металлогенеза особенно ярко выступает исключительное богатство мезокайнозойского оруденения. От мыса Горн до

---

<sup>1</sup> С. С. Смирнов, О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. Зап. Всес. минер. общ., ч. 76, в. I, 1947.

<sup>2</sup> Ю. А. Билибин, Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1948.

<sup>3</sup> П. М. Татаринов и И. Г. Магакьян, Опыт классификации постмагматических месторождений. Зап. Всес. минер. общ., ч. 78, в. I, 1949.

<sup>4</sup> И. Г. Магакьян, О металлогенической специализации в некоторых типах тектоно-магматических комплексов. Зап. Всес. мин. общ., ч. 80, № 3, 1952.

<sup>5</sup> С. С. Смирнов, Известия АН СССР, серия геол., № 2, 1946.

Аляски и от Чукотского полуострова до Новой Зеландии протягивается почти непрерывный пояс „молодых“ рудных месторождений, составляющих в своей совокупности один из главных источников богатств мира“ (С. С. Смирнов, Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1946). В противоположность палеозою, мезокайнозойский цикл Тихоокеанского пояса характеризуется большими градиентами прогибаний и мощностей, интенсивной магматической деятельностью и дислокационной складчатостью, являющихся следствием энергичного прогибания коры и взаимодействия ее с магматическим субстратом. По С. С. Смирнову, поразительно при этом наличие на колоссальных пространствах однотипных месторождений: бонанцовых золото-серебрянных, бонанцовых серебрянных, оловорудных—болливийского и мексиканского подтипов, своеобразных богатых турмалином месторождений меди, золота, серебра, свинца, цинка. Такую однотипность металлогении естественно рассматривать как результат „однотипных“ деформаций коры на больших пространствах при общности химико-минералогического состава коры и подкоровых масс в пределах сопоставимых металлогенических провинций.

## МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ КОНТРАКЦИОННО-ИЗОСТАТИЧЕСКОЙ ТЕОРИИ

В данном разделе делается попытка анализировать процессы тектонической деформации Земли под углом зрения общих законов развития. Такой анализ представляется особенно необходимым в связи с тем, что в последние годы некоторые зарубежные исследователи считают тектонические проблемы геологии принципиально неразрешимыми (Кернер-Марилаун и др.) или же рассматривают геологические явления в конечном итоге как продукт представлений (С. Бубнов и др.)<sup>1</sup>.

В последующем изложении, в полном соответствии с установками марксистской философии и приведенными выше фактическими данными, показывается, что, действительно, единственно приемлемое объяснение явлениям тектонической активности Земли дает диалектический метод познания, а законы развития тектонического процесса вполне познаваемы и не зависят от воли исследователя.

Касаясь проблемы эволюции небесных тел, Ф. Энгельс в „Диалектике природы“ отмечает, что таковые представляют собой отдельные узловые точки концентрации космической материи и развиваются путем борьбы заложенных в них двух полярно противоположных начал — притяжения и отталкивания. Энгельс<sup>2</sup> пишет: „...процесс существования

---

<sup>1</sup> С. Бубнов, Проблемы геологии. М.—Л., 1937.

<sup>2</sup> Ф. Энгельс, Диалектика природы. Гос. изд. полит. литературы, 1949.

какой-нибудь солнечной системы представляется в виде взаимодействия притяжения и отталкивания, в котором притяжение получает постепенно все больший и больший перевес благодаря тому, что отталкивание излучается в форме теплоты в мировое пространство и, таким образом, все более и более теряется для системы“ (стр. 48), причем „...отталкивание представляет обыкновенно активную сторону процесса, более наделенную движением или требующую привнесения движения, а притяжение — пассивную сторону процесса, связанную с образованием избытка движения и выделяющую ее“ (там же, стр. 51). Таким образом, Энгельс рассматривает гравитационное сжатие Земли как пассивную сторону процесса развития, а излучение тепла в мировое пространство как активную сторону.

В полном согласии с выводом Энгельса находится и важнейший вывод современной физики, которая доказывает, что силами мироздания являются, с одной стороны, гравитационные силы и, с другой, электромагнитные (совокупность сил трения, сцепления, упругости и др.), находящиеся в органическом единстве и представляющие полярные противоположности. Силы последней группы именуется в механике диссипативными силами или силами распада и противопоставляются силе тяжести<sup>1</sup>. В последующем изложении взамен понятия „электромагнитные силы“, мы будем пользоваться понятием „сила сцепления“ в широком его понимании. Единство этих сил является самоочевидным фактом, ибо в материальной системе существование гравитационных сил невозможно без существования электромагнитных сил, составляющих неотъемлемое свойство материи.

Взаимосвязь их выражается в том, что изменение (увеличение или уменьшение) напряженности одних сил происходит лишь при адекватном изменении (уменьшении или увеличении) других. Противоположность гравитационных (притягивающих) и диссипативных (отталкивающих) сил, обуславливающих своим взаимодействием развитие планеты, выражается в стремлении первых уменьшить объем планеты

---

<sup>1</sup> В. А. К р и т, Фигуры равновесия небесных тел. М.—Л., 1950.

и вторых, наоборот, увеличить его. Действие первых из этих сил составляет, по Энгельсу, пассивную сторону процесса развития, а действие вторых — активную сторону. Применительно к Земле физический смысл этого определения сводится к тому, что при излучении тепла плотность вещества Земли уменьшается, вследствие чего под влиянием силы тяжести происходит уплотнение масс путем пассивного приспособления их к новому, меньшему объему.

Постоянство объема (радиуса) планеты предполагает, согласно формуле (1.16), неизменяемость силы тяжести, абсолютный тектонический покой, отсутствие движений. Поскольку явления тектонической активности обозначаются перемещениями масс, имеют повсеместный и повсевременный характер и распространяются по крайней мере до глубин возникновения очагов землетрясений (800 км), постольку необходимо сделать вывод, что эти явления связаны с общими изменениями объема Земли. Предположение о локальном характере тектонических движений, связанных с локальными изменениями объема земных масс, противоречит общепланетарному масштабу и универсальности закономерности проявления тектонических движений и поэтому должно быть отвергнуто.

В принципиальном противоречии с предположением о локальном характере деформаций находятся выводы из гравиметрической теоремы Стокса и известный в геотектонике принцип компенсации. Как уже указывалось, согласно теореме Стокса, суммарный объем положительных ундаций геоида по всей его поверхности равен суммарному объему отрицательных ундаций, так же как равны между собой и суммарные объемы положительных и отрицательных аномальных масс. В согласии с этими положениями принцип равновесия утверждает, что суммарный объем положительных тектонических ундаций равен суммарному объему отрицательных тектонических ундаций по всей поверхности планеты. Следовательно, к выводу о случайном характере локализации тектонических движений можно придти лишь ценой отказа от указанной теоремы, которая является фун-

даментальной теоремой гравиметрической геодезии и получила должное подтверждение на практике.

Астрономическая механика рассматривает планеты как эллипсоиды вращения или сфероиды малого сжатия, массы которых в состоянии относительного равновесия распределяются изостатически. Исследуя фигуру Земли, Дж. Дарвин, как известно, показал, что в случае гидростатического характера распределения масс коэффициент полярного сжатия образованного ими эллипсоида вращения должен равняться  $1/298,2$ . Последующие детальные градусные измерения, выполненные в различных частях света в различные времена, дали для коэффициента сжатия Земли величину  $1/298,3$  (референц-эллипсоид Красовского), т. е. по существу такую же величину, какую дала теория жидкого тела<sup>1</sup>.

В согласии с этим многочисленные гравиметрические измерения показали, что ускорение силы тяжести на поверхности геоида с коэффициентом полярного сжатия  $1/298,3$  отличается от такового теоретической Земли с коэффициентом сжатия  $1/298,2$  на величину от  $-0,35$  до  $+0,7$  см/сек<sup>2</sup>. Измерения отклонения отвеса от направления нормали к поверхности референц-эллипсоида с коэффициентом сжатия  $1/298,2$  показали, в свою очередь, что угол отклонения нигде не превышает одной минуты. Далее, известная формула Лежандра и ее инварианты — формулы Роша и Гельмерта, устанавливающие зависимость между плотностью и радиусом планеты и основанные на допущении о гидростатическом характере распределения вещества планеты, дают при известных граничных условиях для средней плотности величину  $5,53$  г/см<sup>3</sup>, а для поверхностной плотности —  $2,6$  г/см<sup>3</sup> против принятых ныне цифр  $5,517$  и  $2,67-2,72$  г/см<sup>3</sup>, полученных из сейсмических наблюдений.

Таким образом, в соответствии с известным тезисом марксистской философии о том, что критерием истины является практика, действительность, мы должны признать гидростатический характер распределения вещества почти по

---

<sup>1</sup> А. А. Изотов, Форма и размеры Земли по современным данным. Тр. ЦНИИГАК, в. 73, 1950.

всему объему планеты. Незначительные отличия между данными теории и практики вызываются, как принято, в основном большой жесткостью внешних слоев планеты, имеющих мощность в несколько десятков километров, и действующими в них тектоническими силами.

Разбирая геологическую концепцию Ляйеля, Энгельс пишет: „Недостаток ляйелевского взгляда — по крайней мере в его первоначальной форме — заключается в том, что он считал действующие на Земле силы постоянными, — постоянными как по качеству, так и по количеству. Для него не существует охлаждения Земли, Земля не развивается в определенном направлении, она просто изменяется случайным, бессвязным образом“ (там же, прим. к стр. 9). Из этих замечаний Энгельса в аспекте рассматриваемого сейчас вопроса — увеличивается или уменьшается объем Земли, — основное значение имеют установки об определенной направленности процесса развития планеты и ее охлаждения, приводящего к уменьшению объема.

Выше было отмечено, что вещество Земли распределено почти всецело по гидростатическому принципу и концентрировано в фигуру, определяемую как эллипсоид вращения. Согласно известной теореме Лагранжа, конфигурация равновесия является устойчивым положением равновесия, если она обращает потенциальную энергию фигуры в минимум<sup>1</sup>. Эта теорема, очевидно, тождественна в известном смысле второму закону термодинамики, согласно которому более устойчивыми являются те системы, которые обладают меньшим термодинамическим потенциалом. С другой стороны, теорема Ляпунова гласит: из всех однородных тел, имеющих одинаковую массу и плотность, шар имеет наибольшую энергию гравитационного поля, а, следовательно, наименьшую потенциальную энергию. Следовательно, эволюция Земли должна протекать таким образом, чтобы она переходила из эллипсоидальной конфигурации в шаровую конфигурацию, обладающую по сравнению с первой меньшей потенциальной энергией и большей устойчивостью.

---

<sup>1</sup> М. Ф. Субботин, Курс небесной механики, т. III, М.—Л., 1949.

Выше мы показали, что для деформации земной коры необходимо затратить энергию, могущую развиваться в коре деформирующие напряжения порядка  $10\,000\text{ кг/см}^2$ , и пришли к выводу, что такую работу может совершить лишь контракционный механизм, который использует для этого энергию гравитационного поля уменьшающейся в объеме планеты. Другие предполагавшиеся источники силы, как-то: притяжение Луны и Солнца, полюсобежная сила, подкоровые конвекционные токи между океаническими и континентальными областями, вращение Земли, эрозия и аккумуляция, гравитационная дифференциация вещества внутри планеты и пр. оказались маломощными, способными развивать напряжения лишь до  $100\text{ кг/см}^2$ .<sup>1</sup>

Поскольку на деформацию коры расходуется положительная работа, производная от потенциала притяжения планеты, то энергия деформации должна, разумеется, вырабатываться вследствие уменьшения радиуса планеты, переводящего потенциальную энергию в кинетическую энергию. Таким образом, если деформации коры обуславливаются уменьшением объема планеты и эти деформации носили во все геологическое время перманентный характер, то мы, в соответствии с установкой Энгельса, должны заключить, что направленность развития Земли выразилась, кроме перехода из эллипсоидальной конфигурации в шаровидную, также в перманентном уменьшении ее объема. При этом необходимо отметить, что понятие перманентности (непрерывности) не исключает из рассмотрения наблюдаемые скачкообразные изменения момента инерции Земли, связанные с изменениями ее объема, ибо согласно Энгельсу „природа.... слагается сплошь из скачков“ (там же, стр. 217), всякое движение одновременно непрерывно и дискретно.

В приведенном выше анализе орогенических движений было доказано, что дислокационная складчатость возникает одновременно с инверсией геосинклинальных прогибов и фиксирует, с одной стороны, разность между доинверсион-

---

<sup>1</sup> Б. Гутенберг, Силы, действующие в земной коре. Сборник „Внутреннее строение Земли“. М., 1949.

ной длиной дуги прогиба и ее хордой в момент инверсии и, с другой стороны, разность между длиной прогнутой коры и ее горизонтальной проекцией в смежных внегеосинклинальных областях, скользящих при инверсии в направлении к геосинклинали. Это положение, как было отмечено, снимает основную и притом единственную трудность, с которой встретилась контракционная гипотеза в классическом своем виде и, таким образом, исключает необходимость привлечения к объяснению складчатости новых неизвестных сил или утрирования роли заведомо маломощных источников других известных сил.

Чрезмерно утрированной представляется, в частности, роль радиогенного тепла в некоторых гипотезах, тем более, что нам неизвестно ни содержание радиоактивных элементов внутри планеты, ни характер их распределения. Более или менее достоверным является лишь то, что эти элементы концентрированы внутри коры, преимущественно в континентальном ее полушарии, и с глубиной содержание их сильно убывает. Принимая, что радиоактивные элементы распределены в оболочке и ядре по тому же закону, что и все остальные элементы, можно рассмотреть три возможных случая:

- а) количество радиоактивных веществ таково, что они выделяют тепла меньше, чем теряет Земля в целом;
- б) количество радиоактивных веществ таково, что выделенное ими тепло компенсирует все тепло, теряемое Землей;
- в) количество радиоактивных веществ таково, что выделенное ими тепло превышает количество такового, теряемого Землей.

В первом случае роль этого тепла сводится, очевидно, к роли тормоза гравитационного сжатия, что и признается всеми исследователями, в том числе и исследователями, считающими контракцию главной причиной деформации земной коры.

Второй случай предполагает постоянство объема планеты и, следовательно, тектонический покой.

Третий случай предполагает расширение планеты в це-

лом, что, в свою очередь, предполагает вопреки фактам повсеместные деформации растяжения в коре, отсутствие региональных аномалий силы тяжести и деформаций изгиба, а также выпрямление изогнутой коры.

Большинство сторонников радиогенной тектоники привлекает к объяснению деформаций коры подкоровые конвекционные токи, обусловленные, с одной стороны, неравномерной концентрацией радиоактивных элементов в толще Земли, и, с другой стороны, различием температур между океаническими и континентальными областями коры. При этом А. Холмс, Ф. А. Венинг-Мейнес и Д. Григгс, которые данный вопрос рассмотрели довольно подробно, приходят к выводу, что конвекционные токи на своем пути увлекают с собой земную кору и подвергают ее продольному изгибу до состояния смятия. Ближайшее ознакомление с выкладками указанных авторов и их последователей показывает, однако, что они находятся в порочном кругу, ибо совершенно непонятно относительно чего передвигается блок коры, который включен в состав твердой и замкнутой, по их же мнению, коры - оболочки неизменного радиуса. Что же касается экспериментов Д. Григгса<sup>1</sup>, призванных доказать возможность смятия коры конвекционными токами, то следует отметить, что она по существу моделирует контракционный, а не конвекционный механизм, поскольку в его экспериментах концы балки-коры оказываются свободно опертыми, что имеет место лишь при контракционном механизме. Для случая постоянства радиуса Земли и продольного изгиба коры под действием конвекционных токов, концы балки-коры следовало бы представить жестко закрепленными (заделанными, неподвижными).

Необходимо также отметить, что все гипотезы, отправляющиеся от конвекционных токов, лишены элемента историзма, не учитывают эволюцию коры во времени, игнорируют закономерности развития геосинклиналей, выведенные исторической геологией, и подчиняют все известные факты идее

---

<sup>1</sup> D. Griggs, A theory of mountain building. Am. Journ. of Scienc. vol. CCXXXVII, 1939.

передвижения материков. Все эти гипотезы возникли в период кризиса примитивной тогда контракционной гипотезы и открытия явлений радиоактивности. Не находя должных объяснений для явлений тектонической активности Земли, вытекающих из реально наблюдаемых фактов, авторы этих и родственных с ними гипотез возвели явление радиоактивности по существу в ранг духа, в категорию вездесущей и всемогущей геологической силы, долженствующей дать желаемый эффект в такое время и в таком месте, где это им нужно.

Вопроса об энергетическом эффекте гравитационной дифференциации, поставленного в космогонической гипотезе О. Ю. Шмидта и детально разработанного Е. Н. Люстихом, мы касались ранее и показали практическую невозможность такой дифференциации, а следовательно, и невозможность деформации коры, использующей энергию гравитационной дифференциации. При этом высказанные выше замечания по гипотезам Холмса, Веннинг-Мейнеса, Григгса относятся в равной мере и к этой гипотезе, которая тоже сводит механизм деформации к конвекционным токам.

Разбирая контракционную гипотезу В. В. Белоусов<sup>1</sup> пишет, что выдвинутые против этой гипотезы геофизические возражения „представляют собой, по существу, не возражения, а лишь сомнения, возможно и справедливые, но тем не менее не помогающие разрешить те вопросы, к которым они относятся. Если мы отказываемся сейчас от контракционной гипотезы, то не в силу перечисленных геофизических соображений, а прежде всего в связи с тем, что механизм тектонических движений, предполагаемый этой гипотезой, противоречит наблюдаемым геологическим фактам“ (стр. 540—541). Эти противоречия, как мы уже отметили, при новом толковании контракционного механизма тектонических движений отпадают.

Среди всех возражений, выдвинутых против контракционного механизма, наиболее серьезным должно было быть возражение Е. Н. Люстиха, который в цитированной выше

---

<sup>1</sup> В. В. Белоусов, Общая геотектоника. М.—Л., 1948.

работе доказывал, что в условиях Земли контракция ведет не к уменьшению, а к увеличению ее объема и что, следовательно, сама идея контракции является парадоксальной. На недостаточность обоснования выводов этого автора было указано в предыдущих главах (I, II).

Таким образом, контракционный механизм, обоснованный с физической точки зрения безупречно и освобожденный от противоречий геологического порядка, может служить надежной базой для построения полноценной геотектонической теории, отвечающей требованиям современной нам науки.

В этой связи неслучайно, что классики отечественной геологии А. П. Карпинский, И. Д. Мушкетов, А. П. Павлов, А. А. Борисьяк, В. А. Обручев, М. А. Усов, И. М. Губкин, а также наиболее авторитетные из геологов зарубежных стран — Бомон, Гейм, Зюсс, Дена, Бертран, Ог, Штилле, Кобер, Дели, Бечер и др. в своих геотектонических построениях исходят в той или иной форме из идеи контракции. Что касается точки зрения геофизиков на этот счет, то, кажется, можно сослаться на Г. Джеффриза, который после сравнительного анализа существовавших к 1935 г. геотектонических гипотез, писал, что „контракционная теория является самой правдоподобной, и нам ничего не остается, как остановиться на ней до тех пор, пока не будет предложено что-нибудь новое, более соответствующее фактам“<sup>1</sup>.

Методология марксистской философии подчеркивает, что с накоплением новых фактов наука, в том числе и диалектика, устанавливающая общие законы развития, непрерывно обогащается в своей основе и принимает все новые и новые совершенные формы. „Марксизм, — пишет И. В. Сталин, — требует улучшения и обогащения старых форм на основе учета нового опыта“ (Соч., т. 9, стр. 99).

По поводу контракционной гипотезы очень уместным кажется следующее замечание А. П. Павлова: „Ясно, что контракционную теорию нужно принимать в том виде, в каком она представляется при свете современной науки, а не

<sup>1</sup> H. Jeffreys, Earthquakes and Mountains. London, 1935.

в той упрощенной схеме, против которой обычно направлены возражения авторов новых теорий"<sup>1</sup>. В частности, открытие явлений радиоактивности вносит существенное изменение в первоначальную примитивную схему контракции, введя новый фактор в классическое уравнение остывающего тела. Однако и при такой постановке вопроса радиогенное тепло является не более чем одной из составляющих отталкивающих (диссипативных) сил, имеющих тенденцию увеличить объем планеты и действующих в направлении, противоположном действию силы тяжести, имеющей тенденцию уменьшать объем планеты.

Таким образом, в согласии с методологическими установками Энгельса, изложенный выше материал приводит к выводу, что:

а) источником развития Земли, как планеты, является взаимодействие силы тяжести и силы сцепления,

б) направленность процесса развития Земли как небесного тела выражается в перманентном уменьшении ее объема и переходе от эллипсоидальной конфигурации к шаровидной, обладающей меньшей потенциальной энергией и большей устойчивостью.

Перейдем теперь к анализу движений земной коры.

До последних лет понятие коры подразумевало внешнюю твердую алюмосиликатную оболочку Земли, мощностью в несколько десятков километров, определяющуюся глубиной залегания поверхности раздела Мохоровичича, где происходит скачкообразное изменение физических свойств ограничивающих ее сред. Однако после открытия глубокофокусных землетрясений и установления того факта, что очаги этих и нормальных землетрясений приурочивается к более или менее единым, относительно плоским поверхностям, некоторые исследователи пришли к выводу, что внешние слои Земли находятся в твердом состоянии до глубин 700—800 км, причем они руководствовались традиционным представлением о воз-

---

<sup>1</sup> А. П. Павлов. Новые теории геотектоники и горообразования, Дополнительная глава к третьему изданию курса „Геологии“ Э. Ога, стр. 499, 1938 (1924).

возникновения разрывов, с которыми связываются очаги землетрясений, в твердой среде. В настоящее время экспериментально доказано, что такие разрывы возникают и в пластических телах. Как задачу математической физики этот вопрос рассмотрел недавно В. А. Магницкий, который разрешил его в положительном смысле. Кроме того, приведенные выше расчеты показывают, что оболочка мощностью 700—800 км заведомо не может находиться в твердом состоянии.

В предыдущем изложении было отмечено, что очаги вулканов, по данным сейсмических измерений, располагаются на глубинах 30—120 км, а вулканическая активность закономерно сочетается с эпейротектоническими деформациями коры. Имея в виду повсеместный и повсевременный в геологическом аспекте характер вулканической деятельности, равно как и эпейротектонических деформаций коры, и указанные выше цифры о глубине зарождения вулканических очагов, мы должны заключить, что земная кора имеет в действительности мощность в несколько десятков километров и подстилается повсеместно такими массами, которые, хотя и обладают под высокими давлениями (более 10 000 атмосфер) большой вязкостью и прочностью, обеспечивающими возможность возникновения в них разрывов и очагов землетрясений, переходят при разгрузке в жидкую лаву.

Совершенно очевидно, что мы здесь имеем дело с различными качественными состояниями одного и того же вещества в зависимости от температуры и испытываемого им давления. В этой связи можно сослаться на традиционный пример воды, которая, переходя при известной температуре в лед, приобретает значительную вязкость и прочность, дает упругие деформации, обнаруживая в то же время способность течь при определенной разности напряжений. Выше мы показали, что подкоровые массы в модели должны быть представлены образованиями типа каучука или бакелита, которые одновременно являются и упругими и пластическими (текучими) и способны давать как волнообразные, так и разрывные нарушения.

Одним из наиболее важных эмпирических обобщений геологии и геофизики является вывод о закономерном взаимосвязанном проявлении эпейрогенических деформаций коры, вулканизма, сейсмичности и региональных аномалий силы тяжести, причем с точки зрения рассматриваемой проблемы замечателен тот факт, что положительные и отрицательные гравитационные ундации геоида совпадают соответственно с положительными и отрицательными эпейротектоническими ундациями земной коры и что возмущающий потенциал, отражающий отличия геоида от эллипсоида вращения, тождествен тектоническому потенциалу.

Поскольку гравитационные ундации геоида отражают нарушение эллипсоидальной фигуры относительного равновесия идеальной Земли, а тектонические ундации совпадают с гравитационными при тождестве потенциалов соответствующих нарушающих сил, постольку был сделан вывод, что эпейротектонические деформации земной коры являются отражением нарушения фигуры равновесия Земли. Нарушение фигуры равновесия, влекущее за собой коробление земной коры, происходит вследствие контракции. В стремлении приспособиться к уменьшившемуся объему ядра твердая кора-оболочка под силой собственной тяжести, действующей радиально, вызывает тангенциально действующие силы сжатия, уплотняется и далее испытывает волнообразный изгиб (коробление).

Процесс коробления коры сопровождается перемещениями подкорового магматического вещества в направлении от прогибов к поднятиям, которые ввиду изменившихся соотношений моментов сил весят теперь значительно меньше, чем прогибы, которые после изгиба приняли на себя значительную часть веса поднятий. Эти переместившиеся подкоровые массы, поддерживаемые тангенциально действующими силами в коре, и составляют главную часть аномальных масс, именуемых избыточными под поднятиями и недостающими под прогибами.

В случае однородной коры-оболочки поверхность ее при контракции должна была равномерно покрываться прогибами и поднятиями. При неоднородном же строении коры по за-

конам концентрации напряжений должно наблюдаться неравномерное распределение поднятий и прогибов, что и имеет место в реальной, заведомо неоднородной коре.

Согласно законам концентрации напряжений кора-оболочка должна терять свою устойчивость в виде образования прогибов и поднятий там, где жесткость изгиба коры имеет минимальное значение. Соответственно с этим последующие деформации должны концентрироваться там, где потеря устойчивости имела место раньше всего. Ранее мы видели, что главной зоной концентраций деформаций в современной эпохе является Тихоокеанское кольцо и Альпийско-Гималайский пояс, и что почти весь топографический эффект контракции земного шара приходится на эти зоны, где концентрация деформаций осуществляется путем скольжения остальной коры в направлении этих зон. Этим собственно и объясняется высокая сейсмичность, вулканическая активность, большая амплитуда изгибов коры и исключительно большие аномалии силы тяжести в указанных поясах.

В отечественной геологической литературе на важность учета неоднородного строения коры в тектонических построениях обратил внимание П. Н. Кропоткин<sup>1</sup>. Поразительный пример ортодоксального подхода показал в этом вопросе А. Холмс в своем новейшем руководстве „Основы физической геологии“ (Эдинбург, 1946). В названной работе он ссылается на Э. Белла, который пытался в слое коллодия на растянутом округлом резиновом слое, сжимающемся в собственной плоскости, воспроизвести деформацию коры. При этом указанный исследователь обнаружил, что однородный резиновый слой повсеместно покрывается прихотливо ориентированными складками, не обнаруживающими в своем распределении и взаимоотношений сходства с таковыми реальными геосинклиналей. На основании даже одного этого факта А. Холмс считает возможным отказаться от гипотезы контракции, как не отвечающей действительности.

Масштабы нарушений фигуры равновесия Земли относимости будут зависеть при прочих равных условиях от жест-

---

<sup>1</sup> П. Н. Кропоткин, Основные проблемы энергетики тектонических процессов. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1948.

кости изгиба коры. Если бы кора находилась в таком же агрегатном состоянии, что и подкоровое вещество, т. е. находилась бы в текучем состоянии, то нарушения фигуры равновесия, фиксированные отдельными ундациями, не могли бы иметь места и сокращающаяся в объеме Земля дала бы серию последовательных субпараллельных эллипсоидальных поверхностей, лишенных унадций. Из этого следует, что нарушение фигуры относительного равновесия планеты, связанное с уменьшением объема планеты, обуславливается, главным образом, жесткостью коры и логично должно лимитироваться пределом прочности коры.

Процесс нарушения фигуры равновесия как и любой другой процесс развития, очевидно, не может продолжаться неограниченно в одном направлении, без возникновения процессов противоположного направления, стремящихся восстановить равновесие на базе новых условий. В. И. Ленин пишет: „Разумеется основное положение марксистской диалектики составляет то, что все грани в природе и в обществе условны и подвижны, что нет ни одного явления, которое не могло при известных условиях превратиться в свою противоположность“<sup>1</sup>. И. В. Сталин пишет: „В противоположность метафизике диалектика исходит из того, что предметам природы, явлениям природы свойственны внутренние противоречия, ибо все они имеют свою отрицательную и положительную стороны, свое прошлое и будущее, свое отживающее и развивающееся, что борьба этих противоположностей, борьба между старым и новым, между отмирающим и нарождающимся, между отживающим и развивающимся, составляет внутреннее содержание процесса развития, внутреннее содержание превращения количественных изменений в качественные“<sup>2</sup>.

Руководствуясь этими положениями, мы можем предсказать, что одновременно с появлением сил, нарушающих существующую конфигурацию равновесия планеты, в ней

---

<sup>1</sup> В. И. Ленин, О брошюре Юниуса. Соч., т. XXII, 1947, стр. 295.

<sup>2</sup> И. В. Сталин, О диалектическом и историческом материализме. История ВКП (б), 1938.

должны зарождаться также силы, стремящиеся восстановить нарушенную конфигурацию. Земную кору мы рассмотрели как жесткую оболочку на упругом, текучем основании, находящуюся при равновесной конфигурации в состоянии изостазии, т. е. в состоянии, когда силы, действующие в коре, имеют ничтожно малую, близкую к нулю величину. При уменьшении радиуса планеты кора медленно накапливает напряжения и, когда изгибающие силы достигают некоторой критической величины, теряет устойчивость и образует прогибы и поднятия, которые при своем росте вызывают перемещения подкоровых масс и создают соответствующие гравитационные ундации. Следует при этом отметить, что радиальные и тангенциальные напряжения тоже составляют логическое единство, ибо существование одних напряжений без других немислимо, а сами деформации, имеющие своим следствием раздавливание коры, являются результатом взаимодействия этих двух типов напряжений. Пассивным из них является тангенциальный тип напряжений, активным — радиальный, поскольку первые не могут возникнуть до тех пор пока кора, находившаяся в состоянии изостазии, не испытает радиального перемещения. Поэтому неверными следует считать часто встречающиеся в геологической литературе высказывания о том, что тектонические движения должны быть обусловлены либо одними радиальными (вертикальными) силами, либо тангенциальными силами.

Рассматриваемый тип деформации изгиба осуществляется в условиях взаимодействия коры и субстрата, что отражено в параметре, именуемом модулем субстрата или коэффициентом постели (см. ур. 2.10). Реакция субстрата на прогибающуюся кору выражается линейной зависимостью  $q = Q \pm kW$ , указывающей на неограниченное возрастание противодействия субстрата при неограниченном возрастании глубины прогиба.

Процесс уплотнения и искривления коры выражает собой переход потенциальной энергии контракции в механическую энергию — в энергию изменения объема и формы коры, причем в условиях неоднородного строения коры эта энергия будет расходоваться преимущественно в наиболее по-

датливых зонах, каковыми являются участки с меньшей жесткостью изгиба и участки с наибольшим радиусом кривизны поверхности (континентальная ступень, предгорные зоны, долины, ущелья). Механическая энергия, в свою очередь, переходит в тепловую энергию движения молекул материала коры и далее частично аккумулируется некоторыми новообразовавшимися минералами, а частично излучается во внешнее пространство. При этом не исключена возможность того, что механическая энергия переходит и в другие виды энергии, как, например, электрическую (пьезоэлектричество) и магнитную (магнитострикционные явления).

Согласно закону Архимеда в процессе деформации наименьшее количество энергии расходуют прогнутые зоны коры, которые поэтому раньше всех обнаруживают явления пластичности и ползучести. Достигая определенного напряженного состояния, кора переходит в прогибах из твердого состояния в текучее состояние (реоморфизм) или испытывает разрывы и разрушается. Таким образом, в соответствии с законом перехода количества в качество, медленное накопление напряжений перевело земную кору из одного качественного состояния в другое качественное состояние, из твердого состояния в текучее состояние, первое из которых характеризуется модулями упругости  $E = 600\,000 - 1\,200\,000 \text{ кг/см}^2$ , а второе —  $E = 0$ .

В скорости развития процесса и масштабах его проявления особо важную роль играет то обстоятельство, что по мере прогибания кора вступает во все более и более нагретые горизонты подкорового вещества. В теории пластичности доказывается, в соответствии с экспериментальными данными, что при повышенных температурах нагруженный материал непрерывно течет (ползучесть) и не достигает статического равновесия. Поскольку это так, то мы должны заключить, что явления течения материала должны иметь место тоже в зонах значительного погружения коры. Непредложным доказательством этого служат региональный метаморфизм и магматизация геосинклинальных комплексов, которые в нижних своих горизонтах обнаруживают кроме яв-

лений перекристаллизации и новообразования минералов также все признаки течения материала.

Стадия деформации, характеризующаяся медленным накоплением напряжений и волнообразным короблением коры, отвечает, с геологической точки зрения, стадии эпейро-тектонической деформации в узком смысле слова. Эту стадию необходимо квалифицировать в целом как упругую или, вернее, упруго-пластическую стадию деформации.

Нарушение сплошности коры в виде сдвиговых разрывов, являющихся частным случаем разрушения коры и причиной землетрясений, возникает, как известно, очень быстро, внезапно. Они являют собой яркий пример того, как небольшие количественные изменения в виде медленного накопления незначительных напряжений выливаются в колоссальные напряжения и приводят к качественным изменениям в виде разрушения коры и мгновенного высвобождения большого количества энергии, накопленного в несравненно более продолжительное время.

Выше было отмечено, что существование аномальных гравитирующих масс, отражающих нарушение фигуры равновесия, обуславливается в основном жесткостью коры и поддерживается действующими в ней сжимающими силами, причем, исходя из закона о единстве противоположностей, было также показано, что наряду с существованием тенденций, нарушающих фигуру равновесия, должны существовать также противоположные тенденции, стремящиеся восстановить нарушенную фигуру равновесия.

Из уравнения  $q - Q = p$  следует, что в состоянии текучести, которое достигается в глубоко прогнутых зонах коры и характеризуется минимальным значением деформирующей нагрузки  $p$ , процесс изгибания коры и роста прогибов и поднятий прекращается. В этом состоянии прогибы и поднятия больше ничем не поддерживаются и аномальные массы вместе с покрывающими их блоками коры представляются действию силы собственной тяжести. Если возникновение аномальных масс было связано с возникновением сжимающих сил и последние к этому времени перестали действовать на кору, то аномальные массы должны ликвидиро-

ваться так же закономерно, как они возникли. Таким образом, старая изогнутая форма твердой коры-плиты на упругом магматическом основании входит в противоречие с новым ее содержанием, обозначенным появлением зон текучести, и принимает вместе с магматическим основанием ту форму равновесия, которую она имела до деформации, т. е. форму эллипсоида вращения, причем в данном случае ликвидация аномальных масс происходит путем возврата под прогибы тех магматических масс, которые ранее, при изгибе коры, были нагнетены под смежные зоны поднятий.

Как было показано выше, этот процесс восстановления равновесной конфигурации планеты, противопоставляемый процессу нарушения таковой посредством упругой (упруго-пластической) эпейротектонической деформации, имеет своим отражением оротектоническую, по преимуществу пластическую (вязко-пластическую) деформацию. Нарушение старой равновесной эллипсоидальной конфигурации через геоидальную неравновесную конфигурацию приводит к новой, эллипсоидальной же по форме равновесной конфигурации.

Определяя диалектику как науку о единстве противоположностей, В. И. Ленин в пояснениях, относящихся к этому определению, ищет, что в процессе развития наблюдается „повторение в высшей стадии известных черт, свойств низшей и возврат будто бы к старому (отрицание отрицания,<sup>1</sup>). В разбираемом здесь случае перехода равновесной эллипсоидальной конфигурации в свою противоположность — в геоидальную неравновесную конфигурацию и далее вновь в равновесную конфигурацию, сходство между высшей (новой) и низшей (старой) фазами развития заключается лишь в гидростатическом характере распределения масс, определяющем эллипсоидальную конфигурацию. В действительности же, в состоянии новой равновесной конфигурации планеты в целом и кора в частности оказываются значительно отличными от таковых предыдущей равновесной конфигурации. В новой конфигурации меньше объем и коэффициент полярного сжатия, меньше момент инерции, соответственно мень-

---

<sup>1</sup> В. И. Ленин, *Философские тетради*, стр. 212, 1938.

ше потенциальная энергия и т. д. Новая кора по сравнению со старой имеет меньшую поверхность, значительно большую мощность в бывших зонах текучести, инъецирована новыми магматическими массами, замещена местами осадочными и вулканогенными отложениями, имеет благодаря действию процессов метаморфизма большую плотность, осложнена разломами и горными хребтами, имеющими также глубокие, вдающиеся в подкоровые массы корни и т. д. Кроме того, вследствие регионального метаморфизма изменился минералогический состав и парагенезис самих минералов коры, особенно в геосинклинальных зонах.

Все указанные изменения дают с точки зрения механики качественно новую, более прочную кору с новым порядком распределения факторов, определяющих ее устойчивость, как в целом, так и для отдельных областей. Немалую роль среди этих факторов играют также изменения в распределении суши и моря, а также изменения (увеличение) плотности подкоровых масс, меняющие соответственно величину модуля субстрата.

Процесс восстановления эллипсоидальной конфигурации равновесия представляет собой распределение масс как коровых, так и подкоровых по гидростатическому принципу, т. е. по закону Архимеда — путем инверсии прогибов и оседания поднятий. Инверсия носит характер пластического выжимания масс прогнутых зон коры и заполняющих эти прогибы отложений. Ввиду этого инверсионные деформации носят необратимый характер, что фиксировано в наличии складчатости, носящей тоже необратимый характер. Оседание поднятых зон коры, где материал коры находился в течение всего процесса деформации в твердом состоянии, представляет собой процесс упруго-пластической деформации и сопровождается скольжением этих участков коры в направлении зон инверсионной вязко-пластической деформации. Процесс восстановления теоритически должен продолжаться до установления полного гидростатического равновесия, если до этого не произойдет упрочение масс, перешедших ранее в текучее состояние.

Энгельс отмечает, что „всякое равновесие лишь отно-

сительно и временно"<sup>1</sup>. Поскольку нарушение равновесия происходит вследствие уменьшения радиуса планеты (отталкивающих сил), а последнее не может иметь места без уплотнения материала коры и последующей потери устойчивости, и поскольку нарушение равновесия связано с жесткостью коры, которая по истечении определенного времени накопления напряжений падает до нуля и вновь по истечении определенного же времени восстанавливается, постольку мы должны придти к выводу о временном характере равновесного состояния. Если бы не было фактора упрочнения материала зон текучести (геосинклиналей), то планета все время находилась бы практически в равновесном состоянии. Равным образом, если бы не имел места переход материала коры из твердого состояния в текучее, планета все время имела бы геоидальную неравновесную конфигурацию. Таким образом, процесс нарушения и восстановления равновесной конфигурации планеты можно себе представить как перманентный, чередующийся процесс.

В соответствии с данными геологии, в послерифейской истории развития Земли весьма грубо выделяют обычно четыре этапа восстановления и соответствующее же количество этапов нарушения равновесия фигуры планеты (каледонский, герцинский, тихоокеанский, альпийский этапы орогенеза). В каждом из этих этапов в свою очередь выделяется ряд мелких орогенических фаз, отделенных друг от друга также мелкими этапами коробления коры.

Доказав, что трансгрессия моря на сушу есть проявление нарушения фигуры равновесия, а регрессия — проявление восстановления фигуры равновесия, критерием выделения структурных этажей мы должны избрать стратиграфические перерывы в напластованиях отложений, которые в том или ином регионе должны фиксироваться угловыми несогласиями. Вместе с этим мы должны учитывать, что „абсолютно резкие разграничительные линии несовместимы с теорией развития“<sup>2</sup> и что процессы нарушения и восстанов-

<sup>1</sup> Ф. Энгельс, Диалектика природы, стр. 196, 1949.

<sup>2</sup> Там же, стр. 167, 1949.

ления фигуры равновесия не могут быть резко отграничены друг от друга, ввиду того, что „...различия сливаются в промежуточных ступенях“. В нашем случае деформации это непосредственно следует из того, что невозможно установить ту границу, где кончаются упруго-пластические деформации и начинаются вязко-пластические деформации. Соотношения продолжительности процессов нарушения и восстановления зависят, очевидно, от продолжительности времени упрочнения текучего материала зон прогибов и продолжительности времени, потребного для перехода твердого материала коры в текучее состояние.

Этапы эпейротектонических деформаций часто именуется в геологической литературе эволюционными этапами развития Земли, а этапы оротектонической деформации — революционными. С точки зрения диалектических законов развития, это характеристика тектонических движений сомнений не вызывает. В самом деле, если революция означает скачкообразный переход от одного качественного состояния в другое, новое качественное состояние, а после орогенеза кора становится качественно иной, то орогенез следует рассматривать как событие революционного характера. Что касается эпейрогенеза, то он, характеризуясь медленным, длительным короблением коры и, в частности, прогибанием геосинклиналей, на месте которых возникают позднее революционным путем складчатые горные сооружения, должен на этом основании рассматриваться как явление эволюционного порядка.

С точки зрения механики земной коры тектонические движения мы можем разделить на две, находящиеся в единстве, противоположные категории по признаку напряженного состояния, а именно; на движения, обозначенные усилением напряженного состояния коры и на движения, обозначенные ослаблением напряженного состояния. Первые, связанные с этапами нарушения фигуры равновесия, отмечают собой эпейротектонические движения, а вторые — оротектонические. При такой постановке вопроса мы получаем право рассматривать как проявления оротектонических деформаций не только складкообразование в геосинклиналях, но и на плат-

формах (прерывистая складчатость), а также все дизъюнктивные дислокации (в том числе и тафрогенез), независимо от места и времени их возникновения. Все эти проявления деформации, рассматривающиеся как реакция на эпейрогенические деформации, отражают собой тенденцию ослабления напряженного состояния коры, обозначаются возникновением гор (складчатых, сбросовых и глыбовых) на фоне первоначально ровной поверхности недеформированной коры-оболочки и поэтому полнее и правильнее отражают понятие орогенеза как по существу, с точки зрения механики процесса, так и формально, с точки зрения самого термина орогенез.

Для большей точности необходимо, однако, несколько детализировать указанные понятия.

Общеизвестно, что, например, глубокие рвы, ограниченные с обеих сторон разломами, развивались так же медленно, как и нормальные геосинклинальные прогибы, которые тоже нередко отграничиваются от смежных платформ разломами. Общепринято также представление, что развитие рвов по разломам происходит не плавно, а отдельными фазами. С физической точки зрения, как отмечалось ранее, это так и должно быть, ибо после образования разлома происходит релаксация напряжений и далее разлом залечивается, т. е. происходит упрочнение, консолидация коры-плиты. При повторном действии сил, согласно принципу наследственности деформации, разломы оживают и т. д. и таким образом развитие рва представляет собой процесс чередования кратковременных эпейрогенических и орогенических движений, первые из которых охватывают отрезки времени между моментом залечивания и моментом повторного разрыва и погружения, а вторые от момента разрыва и погружения до момента залечивания разрыва.

То же самое можно сказать относительно процесса развития геосинклинального прогиба. Отчетливая слоистость отложений, заполняющих эти прогибы, независимо от того, являются ли они нормальными осадочными или вулканогенно-осадочными, должна рассматриваться как отражение чередующегося характера эпейрогенических и орогенических движений малой амплитуды. Особенно ярко это видно в толщах

отложений, представленных ритмичным чередованием осадков разного состава, например, глин и песчаников. Моменту накопления глин, считающихся по сравнению с песчаниками более глубоководными осадками, отвечает при прочих равных условиях усиление напряженного состояния коры и соответствующее усиление прогибания коры в области осадконакопления. Противоположная тенденция, стремящаяся уменьшить напряжение коры, развивается до такой степени, что приводит к остановке процесса погружения и изменению фации, выражающееся сменой глин песчаниками. Далее, в борьбе между этими тенденциями берет верх тенденция прогибания и вновь восстанавливается режим накопления глинистой фации и т. д. В общем направленном процессе роста прогиба и заполнения его осадками этот процесс борьбы между противоположными тенденциями погружения (эпейрогенеза, нарушения равновесия, увеличения напряжения) и поднятия (орогенеза, восстановления равновесия, уменьшения напряжения) продолжается до тех пор, пока не возьмет верх первая тенденция, выражающаяся в переходе прогнутой зоны коры из твердого, сильно напряженного состояния в текучее, слабо напряженное состояние. С этого момента, как отмечалось выше, начинается направленный процесс инверсии прогиба, совершающийся под напором упругого основания и оседающих смежных блоков коры при одновременном скольжении коры в направлении от внегеосинклинальных областей к геосинклинальным.

Процесс инверсии геосинклинальных прогибов, насколько нам известно, тоже имеет непрерывно-прерывистый характер.

Непрерывность заключается в определенной направленности процесса, в переходе геосинклинального прогиба в конечном итоге в геоантиклинальное поднятие. Прерывистость, дискретность процесса инверсии или, что одно и то же, дислокационной складчатости геосинклинального прогиба выражена уже в том, что поднятие и складчатость происходят отдельными фазами или этапами. Те же тенденции, стремящиеся уменьшить или увеличить напряженность коры, непрерывно действуют и в процессе инверсии. Здесь процесс

идет под знаком преобладания тенденций, уменьшающих напряженное состояние и продолжается, в отличие от предшествующего периода прогибания, до тех пор, пока не возьмет верх вторая тенденция — эпейрогенез. После того, как материал коры перешел в прогибах в текучее состояние и начал выжиматься вверх, наступает период его упрочнения (консолидации) и прогиб стремится восстановить свои упругие связи со смежными жесткими блоками коры. Но как только такая связь установлена, вступают в действие перманентно действующие в коре контракционные силы эпейротектонических деформаций, вновь усиливается напряженное состояние коры и прогнутые зоны коры, испытавшие до этого момента инверсию, перестают подниматься или же снова испытывают погружение. Накапливая определенную энергию, материал инверсионных зон вновь разупрочняется и продолжает выжиматься вверх и т. д.

Таким образом, как процесс эпейрогенеза, так и процесс орогенеза обуславливаются взаимодействием тенденций, одни из которых ознаменовывают увеличение напряженного состояния коры, а другие — уменьшение напряженного состояния ее, причем при эпейрогенезе преобладают первые, а при орогенезе — вторые. Эти тенденции, как выяснилось, не только имеют противоположные направления, но и характеризуются взаимным проникновением. Последнее положение особенно наглядно обнаруживается в так называемых явлениях тафрогенеза, когда разvergence коры на границе областей упругих и пластических деформаций приводит одновременно к образованию сбросово-глыбовых гор (орогенез в широком смысле слова) и зон прогибания (эпейрогенез). Таким образом, резкое разграничение эпейрогенеза и орогенеза и тем более отрыв их друг от друга, а также стремление связывать их с разными силами, представляется с точки зрения общих законов развития ошибочным.

Несомненно ошибочным является также механическое отождествление эпейрогенеза и орогенеза. Как отмечал М. И. Варенцов<sup>1</sup>, такое отождествление, предполагающее

<sup>1</sup> М. И. Варенцов, Борьба на два фронта в современной геологии. Сов. геол., № 8, 1939.

одновременность эпейротектонических и оротектонических движений и сведение одних к другим, исключает из процесса развития земной коры относительно быстрые качественные изменения, которые при контракции неизбежны ввиду действующих при этом механизме антагонистических тенденций восстановления и нарушения фигуры равновесия планеты, а также противоречит тому основному тезису, что процесс развития причинно связан с борьбой противоположных тенденций, ибо это положение гласит, что если кора испытывает, например, упругие (упруго-пластические) деформации изгиба (волновые деформации у других авторов), то она неизбежно, как реакцию этих деформаций, должна испытать также деформации противоположного типа, например, вязко-пластические деформации в виде дислокационной складчатости (смятия).

Представление об однозначности эпейрогенеза и орогенеза возникло, насколько нам известно, из того несомненного факта, что в отдельных областях складки возникли в периоды прогибания коры одновременно с процессом накопления осадков. Этот вывод в дальнейшем рядом авторов был экстраполирован на все складчатые участки коры, независимо от особенностей их внутреннего строения и истории развития. Указанный тип складчатости, названный В. В. Белоусовым прерывистым, как хорошо известно, развит в чистом виде лишь в осадочной покровке платформ и плит, испытавших значительное погружение. Он существенно отличается от геосинклинального типа складчатости, названного указанным автором линейным или полным и лишен таких осложнений, как шарьяжи, волочение, опрокидывание, метаморфизм, которые составляют удел лишь геосинклинальных складок. Если, таким образом, геосинклинали и платформы представляют различные типы структур, а прерывистые и линейные складки отличны друг от друга и связаны соответственно с разными же типами структур коры, то они не могут обладать общностью происхождения. Однако здесь необходимо оговорить, что прерывистые складки, поскольку они являются складками осадочного покрова, возникшими в период прогибания коры, несомненно должны были воз-

никнуть также в геосинклинальных зонах, в период их прогибания. Переработка этих эпейрогенных складок в типичные геосинклинальные складки произошла, как выше отмечалось, при инверсии прогибов.

В геологической литературе неоднократно дебатировался важный для нашей проблемы вопрос о том, насколько универсальны орогенические фазы и, если они действительно универсальны, то какова причина такой универсальности. На развитие тектонического процесса влияет, конечно, много факторов и каждый из них накладывает на него определенный отпечаток (лунно-солнечные приливы, изменение скорости вращения планеты, распределение водного покрова, оледенения, изменения климатической зональности, конвекционные токи и др.), однако, решающим, определяющим, как мы видели, является в этом контракция планеты. Если в одной геосинклинали кора перешла из твердого состояния в текучее и, таким образом, на магматическое основание практически перестали действовать сжимающие силы, то кора, в стремлении восстановить равновесие и принять форму, параллельную первоначальной, в силу непрерывности (сплошности) упругого основания и исключительно высокой своей жесткости выпрямляется не отдельными участками, а в целом и очень быстро. При этом, если в инверсионной зоне произойдет упрочнение, прежде чем установится полное равновесие, угловые несогласия выразятся лишь в ограниченной области данной геосинклинали.

\* \* \*

Обращаясь к разбору магматической деятельности, мы прежде всего должны провести определенную грань между вулканизмом эффузивным и вулканизмом интрузивным. Эффузивный вулканизм, как уже отмечалось, является одним из выражений гравитационной дифференциации вещества Земли и обозначает по существу процесс отделения легкой газовой фазы вещества планеты от более тяжелой фазы. Тектонические движения при эффузивном вулканизме играют роль возбудителя гравитационной дифференциации. В этом заключается причинная связь между эффузивным вул-

канизмом и движениями земной коры. Поскольку вулканическая деятельность сопровождается потерей энергии в виде теплового излучения во внешнее пространство, постольку ее можно рассматривать как один из элементов отталкивающей тенденции, противопологаемой тенденции притяжения в виде центростремительного движения масс планеты под действием собственной силы тяжести.

Далее мы должны провести грань также между доорогенным интрузивным вулканизмом и синорогенным интрузивным вулканизмом. Первый, как отмечалось выше, связан во времени с эпейротектоническими этапами деформации коры и охватывает тесно ассоциирующиеся между собой ультраосновные и основные интрузии, составляющие регионально выдержанные пояса в осевых зонах бывших интрагеосинклиналей. Внедрение этих интрузий выше рассматривалось как одно из проявлений реакции упругого магматического основания на прогибание коры. Поскольку внедрение этих масс имеет тенденцию уменьшать напряженное состояние системы „кора-оболочка — упругое основание“ и уравнивать подкоровые массы по принципу изостазии, постольку данный тип интрузивного вулканизма может рассматриваться как проявление процесса восстановления фигуры равновесия планеты.

Что касается синорогенного (в узком смысле термина) интрузивного вулканизма, который связан с инверсией геосинклиналей, то он является непосредственным отражением процессов восстановления фигуры равновесия Земли.

Несмотря на отмеченное сходство между этими двумя типами глубинного вулканизма мы все же должны подчеркнуть здесь их резкие генетические отличия. В случае доорогенного вулканизма мы имели дело с внедрением первозданной неорогенной магмы, существующей независимо от деформаций коры. Во втором случае мы имели дело с внедрением магмы, созданной в результате деформации коры и воздействия на нее первозданной магмы, т. е. в результате взаимодействия субстрата и коры.

\* \* \*

Для анализа хода развития земной коры и действующих в ней сил огромный интерес представляют фации. Как

увидим ниже, фации имеют для понимания закономерностей развития земной коры примерно такое же значение, какое имеет, например, товар в анализе развития общества, отражающий все противоречия в развитии последнего<sup>1</sup>. Точно таким же образом фации отражают противоречия тех тенденций, которые определяют развитие земной коры и результатом которых они являются.

Представим, что радиус Земли остается неизменным и Земля находится в состоянии полного тектонического покоя. Нетрудно понять, что по истечении определенного времени вся поверхность будет пенепленизирована и покрыта сплошь водной оболочкой, мощность которой по известным расчетам составит примерно 2,5 км. Нетрудно также представить, что со временем содержащиеся в этой водной оболочке соли и другие соединения выпадут в осадок и, таким образом, прекратится также жизнедеятельность знакомых нам организмов. Следовательно, при тектоническом покое, когда объем планеты остается неизменным, все формы движения, интересующие геологию, прекращаются. В числе их прекращаются также процессы выветривания, эрозии и аккумуляции. Отсюда следует, что выветривание, эрозия и аккумуляция находятся в причинной связи с изменениями объема Земли, т. е. с тектоникой.

При уменьшении объема Земли нарушается равновесная конфигурация, кора коробится, создается латеральный градиент силы тяжести и обеспечивается возможность эрозии и транспортировки материала. Все это представляет собой проявление тенденции притяжения, что, в свою очередь, проявляется здесь как следствие тенденции отталкивания, т. е. если бы не имела место потеря Землей внутренней энергии, то не уменьшился бы ее объем и не коробилась бы кора.

Однако, очевидно, что не может быть эрозии без предварительного выветривания коры. Процесс выветривания представляет собой уменьшение энергии электромагнитного поля коры, которая, как мы ранее говорили, подразумевает,

---

<sup>1</sup> К. Маркс, Капитал, т. I, стр. 41, 1949.

с точки зрения физики, силы сцепления, упругости, внутреннего трения и химические силы, действующие между частицами материала коры. Эти силы уменьшаются вследствие диссипации энергии (отталкивания). Результатом взаимодействия этих и гравитационных сил является уменьшение сил сцепления и др., что выражается в первую очередь в раздроблении материала коры. Эта энергия освобождается от коры в виде механической энергии упругих колебаний, электрической энергии, корпускулярного излучения, непосредственного теплового излучения и др. Влияние солнечной энергии учитывается здесь в общем понятии отталкивания в том смысле, что оно периодически (в течение дня) тормозит процесс теплового излучения Земли и периодически же противодействует таким образом процессу гравитационного сжатия Земли.

Химическое действие воды с растворенными в ней разнообразными соединениями проявляется различно, в зависимости от того являются ли новообразующиеся материалы результатом экзотермических или эндотермических реакций, хотя несомненно, что конечным результатом химического выветривания тоже является уменьшение силы сцепления коры. Таким образом, условия для эрозии и выветривания подготавливаются взаимодействием силы сцепления и силы тяжести, стремящейся уменьшить объем планеты и создать уклоны и места, необходимые для транспортировки и накопления материала. Таким образом, здесь вновь подтверждается основная формула диалектики, которая гласит, что „основной формой всякого движения являются приближение и удаление, сжатие и расширение, — короче говоря, старая полярная противоположность притяжения и отталкивания“<sup>1</sup>.

За процессом эрозии следует процесс аккумуляции, который выражается накоплением в депрессиях коры осадков, заимствованных из смежных поднятий и представляющих, по сравнению с отложениями эродируемых областей, качественно новые образования.

Следовательно, цепь выветривание — эрозия — аккумуля-

---

<sup>1</sup> Ф. Энгельс, Диалектика природы, стр. 46, 1949.

ляция рисуется как процесс поступательного развития, в котором выветриванием уничтожается старое качество, а путем аккумуляции создается качественно новый материал — приподнятые твердые области коры разрушаются, разрушенный материал переносится в прогнутые области и образует здесь качественно новый осадочный комплекс, замещающий прогиб и составляющий в динамическом и других отношениях неотъемлемую часть коры.

Энгельс пишет, что „...вся геология представляет ряд отрицаний, подверженных в свою очередь отрицанию, ряд последовательных разрушений старых и отложений новых горных формаций“<sup>1</sup>.

После аккумуляции присходит уплотнение и цементация осадков, увеличивается сила сцепления между частицами, т. е. осадки аккумулируют энергию, которую, исключая солнечную энергию, необходимо рассматривать как производную от потенциальной энергии уменьшающейся в объеме Земли.

Таким образом, выветривание и эрозия (снос) представляют две противоположные стороны процесса осадконакопления, отражающие соответственно взаимодействие сил сцепления (отталкивания) и силы тяжести (притяжения). В результате взаимодействия эрозии и выветривания метаморфизованные отложения ранее существовавшей коры переходят в новое качественное состояние в виде нового неметаморфизованного комплекса отложений, состоящих из новых же ассоциаций минерального вещества.

В то время, когда единство и взаимодействие выветривания и эрозии определяют процесс разрушения коры в зонах поднятий, причем выветривание составляет активную тенденцию в развитии процесса, единство и взаимодействие эрозии и аккумуляции определяют процесс развития коры в зонах прогибания ее, где, в отличие от предыдущего случая, активной тенденцией, определяющей возможность аккумуляции, является эрозия, доставляющая материал для накопления.

---

<sup>1</sup> Ф. Энгельс, Анти-Дюринг, стр. 122, 1951.

Как мы видели, процессы разрушения и становления коры путем накопления новых осадков совершаются в органической зависимости от тектонических сил. Поэтому мы вправе ожидать, что осадочные напластования кроме действия этих сил должны показывать в своем строении и росте также закономерности их развития. В этом отношении наибольший интерес представляют особенности изменения отложений, по мощности и по простиранию.

Замечательной особенностью отложений всех типов является так называемая генеральная слоистость, которая в отложениях неритовой фации фиксирует одновременно границу различных литофаций. Равномерное, непрерывное прогибание коры в данном месте означает такое же поднятие внешних областей и, соответственно, накопление однородных — однотипных осадков. Любое изменение в режиме коробления коры должно поэтому сказаться в характере отложений. Смена в восходящем разрезе осадков одной фации осадками другой фации, например, пласта глины пластом песчаника, отражает соответствующие изменения в характере напряженного состояния коры.

Переход от одного качественного состояния к другому, от состояния, когда преобладают нарушающие силы, к состоянию, когда преобладают восстанавливающие силы, и, наоборот, совершается относительно быстро. Скачкообразность такого перехода фиксирована резкой границей раздела между пластами. Этот раздел указывает, что в разбираемом случае накопления обломочных отложений после прогибания коры и накопления горизонта глинистых осадков имело место скачкообразное регрессивное (восходящее) движение (уменьшение глубины) дна бассейна или остановка в процессе прогибания, обусловленное скачкообразным уменьшением напряжений в коре (переход в текучее состояние, образование разрывов). В этих условиях накапливается песчаный материал. К концу накопления последнего происходит упрочнение материала коры, т. е. восстанавливается прежняя ее прочность и возобновляется процесс прогибания и накопления осадков в прежней фации. Таким образом, каж-

дый ритм осадков отвечает ритму движений, нарушающих и восстанавливающих равновесие коры.

Накопление осадков в указанном направлении продолжается до тех пор, пока доминирует тенденция нарушения равновесия коры-оболочки, т. е. эпейротектонические деформации.

Накопленные в процессе прогибания мелкие количественные изменения (медленный рост напряжений) в конце концов уничтожают прочность коры и процесс прогибания и трансгрессии моря уступает место процессу инверсии и общей регрессии моря.

Чередование отложений регрессивного этапа, их слоистость также указывают на то, что инверсия не является монотонным процессом и в свою очередь также состоит из более мелких этапов увеличения и уменьшения напряженного состояния коры, причем в регрессивной серии осадков этапам накопления относительно грубозернистых осадков будут отвечать этапы упрочнения коры, а этапам накопления тонкозернистых более глубоководных осадков — этапы уменьшения прочности коры.

На фоне накопления терригенных осадков процессы хемогенного и органогенного осадконакопления представляются как наложенные процессы. Действительно, если бы морская вода не обладала способностью растворять поступающее при эрозии минеральное вещество, то последнее перешло бы непосредственно в осадок и указанные отложения в их связи с морской водой отсутствовали бы в разрезах. Тем не менее, очевидно, что как химические осадки, так и органогенные заимствуют свой исходный материал опять-таки из коры, когда она подвергается выветриванию,

В то время, как большая часть выветрелого материала транспортируется и переходит непосредственно в осадок в виде терригенного материала, другая, меньшая часть растворяется в воде и минерализует ее. Медленное повышение концентрации раствора под конец делает его качественно новым и растворенные соли, достигшие критического содержания, быстро выпадают в осадок и накладываются на чисто терригенные осадки, причем эти хемогенные осадки

качественно отличны от тех осадков, которые растворялись вначале. Что касается животных, бактерий и растений, то они, разумеется, строят свой организм тоже из минерального вещества, возникшего в конечном счете в результате процессов выветривания (отталкивающая тенденция) и после вымирания накладываются в известном объеме на те же чисто терригенные осадки.

Описанные выше процессы выветривания и аккумуляции, причинно связанные с деформациями коры, не являются, однако, столь пассивными, как может казаться. Они, в свою очередь, оказывают влияние на ход деформации.

Во-первых, толща осадков по достижении определенной мощности усиливает процесс прогибания коры (вследствие увеличения момента сил) в данном районе и поднятия в смежных; вследствие этого увеличиваются уклоны, необходимые для транспортировки материала и усиливается процесс механического выветривания в зонах поднятий.

Во-вторых, накопление осадков уменьшает противодавление магматического субстрата (вследствие уменьшения коэффициента постели) и тем самым ускоряет процесс деформации.

В-третьих, накопление и размыв меняют температурные условия коры и соответственно передвигают ее границы; в размываемых областях охлаждение распространяется глубже и к нижней поверхности коры прилегают новые затвердевающие массы; в прогнутых же зонах, заполняемых осадками, материал нижних слоев коры переходит из твердого состояния в потенциально жидкое состояние, что меняет распределение жесткости в коре и концентрации напряжений и деформаций в прогнутых зонах.

Закономерная связь фаций с деформациями коры находит важные доказательства также в отличиях в характере распределения мощностей и вещественного состава отложений в зависимости от структурных условий коры. По В. В. Белоусову, на платформенных структурах коры осадочные отложения отличаются незначительными градиентами мощностей и изменчивостью фаций, а в геосинклиналях, наоборот, очень большими градиентами мощностей

и сильной изменчивостью фаций. Эта закономерность является непосредственным подтверждением отмеченных выше положений о том, что градиент коробления коры и градиент силы тяжести, являющиеся показателями того, насколько сильно деформирована кора, имеют очень большие значения в геосинклиналях и небольшие значения на платформах. Концентрацией деформаций объясняется и интенсивный магматизм в геосинклиналях и несравненно менее интенсивный магматизм на платформах.

Определенная, хотя и опосредствованная связь наблюдается также между деформациями коры и развитием органической жизни. Такая связь дана уже в приуроченности определенных групп организмов к определенным типам осадков, которые в своем развитии во времени и распределении в пространстве находятся в тесной зависимости от деформаций коры. Подробный анализ проблемы можно найти в обстоятельном руководстве Н. М. Страхова „Основы исторической геологии“ (1948). Наиболее трудным в этой проблеме является вопрос повсеместного и одновременного (в аспекте геологического времени) вымирания отдельных групп фауны.

Общее решение вопроса вымирания дано Энгельсом, который пишет, что „каждый прогресс в органическом развитии является вместе с тем регрессом, ибо он закрепляет одностороннее развитие и исключает возможность развития во многих других направлениях“. Далее Энгельс добавляет: „но это основной закон“<sup>1</sup>. Из этого закона следует, что изменения условий жизни, т. е. фаций, должны привести к вымиранию односторонне развитых организмов.

Для иллюстрации этого закона рассмотрим вкратце развитие тектонических условий и фауны верхнемелового времени.

Как известно, в эту эпоху земная кора испытала грандиозного масштаба коробление и континентальное полушарие покрылось на значительных пространствах морем. Фации этих морей отличались большим постоянством. От

---

<sup>1</sup> Ф. Энгельс, Диалектика природы, стр. 249, 1949.

сеномана до маастрихта включительно в них отлагались почти повсеместно довольно однотипные мергелистые осадки, особенно в верхнем сеноне. Такая большая однородность фаций на протяжении длительного времени и на больших пространствах означает, естественно, и соответствующую экологическую однородность. Просуществовав в течение длительного времени (20—25 млн. лет) в одних и тех же условиях, многие роды должны были приобрести узкую и в то же время глубокую специализацию — узкую применительно к данным однообразным условиям жизни, и глубокую — соразмерно с большой продолжительностью периода существования этих условий. Из этого следует, что способность к дальнейшему развитию данной группы животных будет обратно пропорциональной их предыдущей специализации.

Условия тектонической деформации коры, определяющие характер фаций, резко меняются в конце верхнемелового времени, начиная с датского века. Преобладавшие до этого времени эпейротектонические деформации уступают место оротектоническим деформациям, которые обуславливают инверсию геосинклиналей (ларамийский орогенез) и поднятие ранее прогнутых областей платформ и в связи с этим довольно крупную регрессию моря. Глинисто-карбонатным мергельным осадкам, с которыми были связаны определенные узко и глубоко специализированные семейства животных, идут на смену осадки более мелководного песчано-глинистого характера.

В конце маастрихтского века, с наступлением указанных фациальных изменений, вымирают группы аммонитов, иноцерамов, рудистов, белемнитов и др., обильно представленные в глинисто-карбонатных осадках сенона. Вымирают эти группы повсеместно и почти одновременно, что и соответствует самому ходу ларамийского орогенеза и связанной с ним общей регрессии моря. Следовательно, эволюция фауны тоже подтверждает то положение, что земная кора на сплошном магматическом основании представляет единую механическую систему, деформации которой в одном регионе непременно отражаются также во всех остальных регионах. Указанные выше соображения относительно специа-

лизации сохраняют полностью свою силу и для наземной фауны, однако, в вопросе вымирания для них основную роль должны были играть также изменения рельефа и изменения климатического порядка, определяющие характер наземных фаций.

Проблема вымирания в указанном выше освещении выдвигает вопрос, почему не все орогенические фазы сопровождаются вымиранием больших групп фауны, как это было, например, в конце мелового времени. Повидимому, объяснение этого заключается в глубине специализации.

Если до установления нового фациального режима фауна пережила длительный период однообразных жизненных условий, то она, по сравнению с фауной, жившей в подобных однообразных условиях менее длительный период времени, должна сильнее, глубже специализироваться, т. е. сильнее прогрессировать в каком-нибудь одном направлении и сильнее же деградировать во всех других направлениях, при этом, чем больше продолжительность существования однообразных экологических условий, тем больше вероятность участия в глубокой специализации большого числа видов, родов, групп и др., обреченных на одновременное вымирание. Отсюда мы должны сделать вывод, что необходимым условием одновременного и повсеместного вымирания нескольких групп фауны являются не только крупные тектонические перестройки, охватывающие всю кору, но и наличие однообразных фациальных условий значительной продолжительности перед оротектоническими перестройками.

Энгельс пишет, что „...отрицание жизни по существу содержится в самой жизни, так что жизнь всегда мыслится в соотношении со своим необходимым результатом, заключающимся в ней постоянно в зародыше,— смертью. Диалектическое понимание жизни именно к этому и сводится. Жить — значить умирать“<sup>1</sup>. Применяя это положение к соотношению жизни и смерти в широком их понимании, мы должны заключить, что рассмотренные выше группы орга-

<sup>1</sup> Ф. Энгельс, Диалектика природы, стр. 238, 1949.

нических форм вымерли в результате своего процветания, в процессе специализации, что гибель их к началу установления новых условий жизни была лишь актом, фиксировавшим нежизнеспособность этих групп.

\* \* \*

Остановимся теперь на вопросе общей эволюции коры.

Процессы, которые были описаны выше, отображают процесс становления коры. С физической точки зрения процесс образования коры рассматривается как процесс перехода в условиях относительно низких температур и давления вещества Земли из одного качественного состояния в другое качественное состояние — из жидкого агрегатного состояния (вязкая жидкость) в твердое агрегатное состояние. Конечной причиной его являлось, как отмечает Энгельс, взаимодействие отталкивания (потеря энергии) и притяжения (гравитационное сжатие).

Контракционная теория полагает, что в ходе дифференциации вещества жидкая масса планеты покрылась тонкой однородной корой, которая в дальнейшем путем складчатости последовательно увеличивалась в мощности. Ввиду небольшой мощности кора при контракции должна была давать в то время волнообразные прогибы и поднятия незначительной ширины. По достижении состояния текучести в этих прогибах должны были возникнуть путем инверсии мелкие складки — горы с соответствующими им более крупными корнями. После консолидации, согласно закону концентрации напряжений, должны были прогибаться предгорные зоны прежних поднятий. Эти зоны, после прогибания, заполнения осадками и достижения состояния текучести, тоже должны были испытать инверсию и складчатость с образованием корней, погруженных в субстрат.

Далее, после консолидации молодых зон складчатости, прогнутыми, согласно тому же закону концентрации напряжений, должны были оказаться зоны предыдущего этапа складчатости, где кора, ввиду эрозии складчатых сооружений и частичного расплавления их корней, имела, по сравнению со смежными зонами юной складчатости, меньшую мощ-

ность. На месте этих прогнутых зон коры, т. е. на месте древних зон складчатости должны возникнуть новые складчатые сооружения.

Увеличение мощности коры, как мы видели, происходит в основном путем контракционной складчатости и в известной мере вследствие вулканизма и осадконакопления. Существующие расчеты по определению продолжительности образования твердой коры-оболочки (Кельвина, Карслоу, Тихонова и др.) не учитывают увеличения мощности коры со временем и дают поэтому чрезвычайно низкие величины времени образования коры.

О ранней докембрийской стадии эволюции коры мы знаем пока крайне мало, однако, подавляющее большинство геологов и геофизиков придерживается того мнения, что большая часть поверхности коры под океаническими областями продолжает существовать без крупных изменений по крайней мере с кембрийского времени. Эти области коры сложены в основном из базальтовых пород и покрыты тонким гранитным слоем, который местами отсутствует вовсе. По мнению П. Н. Кропоткина, гранитный слой отсутствует на 40% поверхности коры, глубже изобаты 4000 м.

С точки зрения теории контракции можно было полагать, что в самое раннее геологическое время гранитного состава материал более или менее равномерным тонким чехлом покрывал всю поверхность планеты, подстилаясь ультрабазальтовым слоем. Однако, по мнению астронома Г. А. Гурзаяна (устное сообщение), ввиду того, что экваториальные плоскости Земли и Луны пересекаются под значительным углом, главная масса незатвердевшего легкого гранитного материала вследствие притяжения Луны должна была концентрироваться либо в северном, либо в южном полушарии. Возможно, что наблюдаемое распределение гранитного материала объясняется именно указанным действием Луны. Деформация коры, если последняя имела в указанное время одинаковую мощность и покрывалась морем повсеместно, должна была концентрироваться в гранитных областях, которые, по сравнению с ультрабазальтовыми областями, обладают вдвое меньшим модулем упругости. При

этом деформации должны были концентрироваться в наименее мощных участках гранитных областей коры. Так, на месте подобных участков гранитного полушария должны были образоваться первые геосинклинали, которые после замыкания и дальнейшей пенеппенизации обратились в качественно новые платформы, отвечающие ядрам (щиты) современных континентов.

Согласно данным исторической геологии, развитие геосинклиналей в пространстве шло в целом в стороны от указанных платформенных ядер, которые, как было показано ранее, вследствие увеличения мощности при складчатости, обладают по сравнению с наружными областями коры значительно большей жесткостью изгиба и в ходе дальнейших деформаций остаются относительно инертными. В поступательном ходе деформаций по окраинам платформ, ввиду концентрации напряжений, развиваются геосинклинали, которые, замыкаясь, обращаются в свою противоположность — в геоантиклинали, причленяющиеся к платформам и составляющие после пенеппенизации неотъемлемую часть последних. Геосинклинали очередного поколения по тем же законам рождаются во внешней стороне геоантиклиналей предыдущего поколения и после замыкания вновь причленяются к платформам, причем переход геосинклинальных прогибов в геоантиклинальные складчатые горные системы начинается там, где материал коры раньше других переходит в текучее состояние. Если прогибание коры компенсируется осадконакоплением, то теоретически такой переход должен начаться в наиболее глубоко прогнутых зонах геосинклиналей.

В современную нам эпоху, когда образовались крупные континентальные массивы, представляющие по существу огромные разнородные платформы (Евразия, Лавренция, Индо-Африка, Австралия, Южная Америка) деформации коры концентрируются на границе океанических и континентальных платформ. В частности, рост континентальных платформ происходит теперь так же, как и в альпийское время, за счет океанических платформ, главным образом,

за счет Тихоокеанской платформы и платформы Индийского океана.

Квалифицируя океанические платформы как первобытные платформы и учитывая переход их в континентальные платформы, мы можем, в соответствии с законом поступательного развития, заключить, что молодые континентальные платформы являются высшей ступенью древних океанических платформ, что в процессе поступательного хода своего развития первобытная „океаническая“ кора-платформа (уркратон Штилле) перешла (продолжает переходить) из одного качественного состояния, более простого, в другое качественное состояние, более сложное, характеризующееся по сравнению с предыдущим более богатым минеральным составом, сложным внутренним строением, сильным метаморфизмом, новыми интрузиями и т. п.

Говоря о переходе океанических платформ в континентальные, мы должны учесть также ряд фактов, указывающих на то, что континентальные платформы в общем направленном процессе их становления тоже временами в отдельных местах переходили и переходят в геосинклинали. С другой стороны, говоря о границах платформ и геосинклиналей, мы должны иметь в виду, что границы между ними, как правило, не являются и не могут являться точно фиксированными. С наибольшей полнотой это показал Н. С. Шатский в ряде работ последних лет.

Возникновение на континентальных платформах новых сопряженных прогибов и поднятий, располагающихся зачастую несогласно в отношении древних структур, а также частные трансгрессии моря в общем направленном регрессивном ходе его указывают с точки зрения механики коры на то, что хотя геосинклинали и замкнулись и вследствие складчатости увеличилась мощность коры, тем не менее континентальные платформы в отдельных областях продолжают оставаться менее устойчивыми, чем океанические платформы. Показательны в этом отношении предгорные континентальные прогибы Альпийско-Гималайского пояса, Кордильер и Анд. Следует полагать, что устойчивость та-

ких областей увеличится до устойчивости ядер при повторном (повторных) орогенезе в них.

Намеченная выше направленность развития коры путем перехода океанических платформ в континентальные предполагает, что последние со временем сомкнутся внутри океанических областей, попутно вытесняя океанические воды далеко за их нынешние пределы. Естественно, это будет означать крупную трансгрессию моря, которое покроет низменные области новой континентальной коры-оболочки и придаст последней в смысле распространения водной оболочки примерно такой облик, какой он имел в момент зарождения континентальных платформ (отрицание отрицания). После образования более или менее однородной „континентальной“ коры-платформы и следующей за ней трансгрессии кора должна перейти на новую, более высокую ступень геосинклинального развития.

Таким нам представляется решение проблемы перманентности материков и океанов при ее трактовке под углом зрения общих законов развития.

Затрагивая вопрос о водной оболочке, следует хотя бы вкратце остановиться на ее эволюции.

Контракционная теория полагает, что к началу геологического времени радиус Земли достигал, вероятно, величины порядка 7000 км. В этом случае, если пренебречь потерей массы на излучение, средняя плотность планеты должна была быть порядка  $4,2 \text{ г/см}^3$  против современной средней плотности  $5,51\text{—}5,52 \text{ г/см}^3$ . С другой стороны, мы знаем, что за все геологическое время из недр поднимались такие магматические массы, твердые продукты которых в сопоставимых типах пород имеют один и тот же минералогический состав. Если это так, то мы должны объяснить ненормально низкую плотность вещества планеты в прошлом исключительно большим содержанием в ней летучих компонентов (включая также водяные пары) и полагать также, что верхние слои планеты состояли в то время из очень легких пенистых масс, обладавших плотностью порядка  $2,1 \text{ г/см}^3$ , что сравнимо с плотностью пемзовидных обсидианов. При радиусе 7500 км плотность поверхностных масс была

бы порядка  $1,7 \text{ г/см}^3$ . Кроме этих соображений, учитывая еще то положение, что летучие компоненты ведут себя при высоких температурах как идеальные несжимаемые газы, мы можем заключить, что водные массы океанов в существенной мере оформились более или менее постепенно в течение всего геологического времени — параллельно магматической деятельности.

Ранее отмечалось, что делались попытки объяснить явления тектонической активности также под углом зрения новой космогонической гипотезы О. Ю. Шмидта, причем источником энергии считалась гравитационная дифференциация вещества внутри планеты<sup>1</sup>.

Выше мы показали, что гравитационная дифференциация в таком виде, как она представляется авторам соответствующих гипотез, практически невозможна (скорость перемещения частиц в астеносфере при среднем диаметре частиц даже 1 см, составляет 1 мм за 200 миллиардов лет). Это лишает основной почвы данную гипотезу в ее геологической части. Все остальные же выводы, полученные в нашем исследовании и находящиеся в удовлетворительном согласии с действительностью, противоречат геологическим предвидениям, вытекающим из указанной гипотезы. Но вместе с этим ясно также, что эти противоречия еще ничего не говорят против самой идеи „холодного начала“, допускающей возможность компановки планет из холодной, твердой пылевой материи с высокими радиоактивными свойствами.

Закон поступательного хода развития предполагает, что твердый пылевой материал, концентрируясь в планету и переходя в жидкое состояние, далее вновь должен перейти в твердое состояние с новой качественной характеристикой вещества. Поэтому, чтобы устранить указанные противоречия, мы должны положить, что геологическая эра развития Земли соответствует во времени только что отмеченному второму переходу — переходу от жидкого со-

---

<sup>1</sup> О. Ю. Шмидт, Возникновение планет и их спутников. Тр. Геофиз. института АН СССР, № 11 (138). М. — Л., 1950.

стояния к твердому состоянию, характеризующемуся уменьшением объема масс (контракция) и среди прочих изменений свойств вещества — уменьшением радиоактивных способностей их. Согласно же гипотезе О. Ю. Шмидта названная эра соответствует времени перехода из первого холодного твердого состояния вещества в жидкое состояние. Вообще же уместно поставить вопрос: если Земля образовалась из холодной пылевой материи и, нагреваясь, перманентно увеличивается в объеме, то как долго может продолжаться процесс расширения и если не произойдет при этом распада планеты, то всецело расплавленная масса планеты не станет ли вновь охлаждаться и уменьшаться в объеме, как то предполагает контракционная теория?

Из цитированной выше установки Энгельса следует, что небесные тела, в зависимости от состояния слагающего их вещества, должны эволюционировать либо в направлении уменьшения их объема (преобладание притяжения над отталкиванием), либо в направлении увеличения объема (преобладание отталкивания над притяжением), причем в жизни одного и того же тела может иметь место как то, так и другое.

Согласно гипотезе О. Ю. Шмидта без какой-либо необходимости допускается преобладание в случае Земли отталкивания над притяжением, что могло иметь место, например, в догеологическую эру.

Согласно Энгельсу, в геологическую эру в случае Земли и других планет солнечной системы силы притяжения преобладают над силами отталкивания, т. е. в отличие от догеологической эры, когда имели место обратные соотношения, объем Земли уменьшается.

Наконец, необходимо подчеркнуть, что не может быть никакого развития если одна из указанных тенденций — отталкивание или притяжение — не будет преобладать над другой.

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Общей причиной деформации Земли является взаимодействие между силами тяжести и силами сцепления, носящее перманентный характер и разрешающееся в конечном итоге в уменьшении объема планеты, которое совершается со средней скоростью 0,5—1 мм/год (по радиусу).

2. Тектонические деформации являются отражением нарушения и восстановления естественной равновесной эллипсоидальной конфигурации Земли, причем эластические деформации обозначают нарушение фигуры равновесия (тафрогенез или, менее точно, эпейрогенез), а пластические деформации — восстановление фигуры равновесия (орогенез).

3. Главным носителем фиксированных форм тектонической деформации Земли является кора, мощностью в несколько десятков километров (до границы раздела Мохоровичича). Предел текучести (прочность) коры, деформирующейся под действием радиальных сил, равняется

$$\sigma_s = D_1 g H \frac{12 - 24\nu}{11 - 16\nu} \approx 10\,000 \text{ кг/см}^2,$$

где  $D_1 g$  — удельный вес коры (2,7),  $\nu$  — коэффициент Пуассона (0,25),  $H$  — мощность (37 км).

4. Оболочка (астеносфера), подстилающая кору, составлена из масс типа пространственных полимеров (резина, каучук, бакелит и др.), способных одновременно течь, коробиться, продавливаться через щели, неравномерно кристаллизоваться, затвердевать в определенных условиях, образовывать разрывы и др. Прочность материала оболочки обусловлена в отличие от коры дисперсионными силами. Деформации оболочки ставятся в связь с уменьшением объема ядра планеты.

5. Эластические деформации коры, фиксирующиеся обратимыми упругими изгибами коры, соответствуют эпейрогеническим (вернее было бы назвать тафрогеническим) деформациям. Пластические деформации соответствуют в этом отношении орогеническим деформациям, подразумевающим как смятие коры (и осадочной покрывки), так и разрывные дислокации.

6. Ведущим, активным типом деформации коры являются эластические деформации, характеризующиеся усилением напряженного состояния коры. Пластические деформации представляют реакцию на эластические деформации и имеют тенденцию уменьшить напряженное состояние коры и нейтрализовать эффект эластических деформаций.

7. При уменьшении объема ядра и оболочки кора деформируется под собственным весом как сферическая оболочка на упругом основании типа каучука, причем деформации носят характер совместного изгиба и сжатия и выражаются образованием быстро затухающих волнообразных прогибов и поднятий. Ширина последних, измеренная вдоль изогнутой оси, определяется по формуле:

$$L_{кр} = \frac{\pi}{m} \sqrt[4]{\frac{EH^3}{12 \left( k' + \frac{EH}{R^2} \right)}}$$

а соответствующие им критические нагрузки — по формуле

$$P_{кр} = \frac{2m^2}{R} \cdot \sqrt{\frac{EH^3}{3} \left( k' + \frac{EH}{R^2} \right)}$$

Первая формула предполагает образование геосинклинальных прогибов шириною 1000—1500 км (при  $m=1$ ,  $k=0$ ), на которые накладываются более мелкие прогибы и поднятия шириною до 50—60 км, соответствующие  $p_{кр} = 6500 \text{ кг/см}^2$  ( $E$  — модуль упругости коры,  $k'$  — модуль субстрата,  $m$  — число полуволн).

Наиболее устойчивый и распространенный тип прогибов и поднятий шириной  $L = 150—200$  км, охватывающий интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали (типа Б. Кавказа,

Урала, островных дуг, передовых прогибов и др.) возникает при  $m=1$ ,  $k' = D_2 - D_1 = 3,32 - 1,03 = 2,29$  г/см<sup>2</sup>,  $p_{кр} = = 2900$  кг/см<sup>2</sup>. Прогибы и поднятия шириною 50—60 км, накладывающиеся на интрагеосинклинали шириною 150—200 км, возникают при  $m=3$  и  $p_{кр} = 6500$  кг/см<sup>2</sup>. Возникновение прогибов и поднятий, отвечающих типу  $m=4$ , представляется возможным в пластической области, т. к. этот тип требует нагрузки  $p_{кр} = 12\ 000$  кг/см<sup>2</sup>, значительно превышающей предел прочности коры.

8. Мелкие прогибы и поднятия, шириною в несколько километров, и сопровождающие их разрывные нарушения, фиксированные в верхних слоях коры, представляют собой результат пластических деформаций этих слоев, совершающихся одновременно с упругими деформациями глубоких слоев коры при горизонтальном ее сжатии. Мощность пластически деформируемых верхних слоев коры принимается равной глубине возникновения очагов поверхностного класса землетрясений, оцениваемой в 10 км.

9. При контракционном механизме деформации коры и сферичности ее наиболее экономными формами элементарных зон деформаций являются дугообразные формы. Наименее экономными являются прямолинейные формы, требующие вследствие большой разности между дугой и хордой большого круга, по которым они могли развиваться, наибольшее количество энергии.

10. Упругое магматическое основание в виде дисперсной среды предполагает при контракционном механизме образование под корой газовой амортизирующей подушки в виде смазки, которая сильно уменьшает трение между корой и субстратом и обеспечивает при колоссальной несущей способности коры передачу давлений на тысячи километров.

11. Переменная жесткость изгиба коры и резкие изменения ее поперечного сечения при условиях п. 10 предполагают концентрацию напряжений, деформаций и аномальных притягивающих масс в наименее жестких зонах и в зонах резких изменений мощности коры. Концентрация деформаций в узких зонах коры при ничтожном значении сил трения на контакте субстрата и коры предполагает при кон-

тракционном механизме значительное горизонтальное передвижение коры, могущее объяснить в большой мере зональное распределение климатов прошлого по наблюдаемому аномальному распределению соответствующих ископаемых фаций.

12. С точки зрения динамики наиболее жесткими являются платформенные блоки коры, объединяющие континентальные платформы, внутригеосинклинальные платформы (срединные массивы) и океанические платформы. Разделяющие их узкие извилистые геосинклинальные зоны являются зонами минимальной жесткости, где и происходит концентрация деформаций и аномальных масс. С этой точки зрения геосинклинали должны быть охарактеризованы как зоны концентрации тех напряжений и деформаций, которые развиваются при общей контракции планеты. Все другие особенности, характеризующие геосинклинали (большая подвижность, большие градиенты мощностей и аномалий силы тяжести, интенсивный вулканизм, сейсмичность, горообразование, метаморфизм, фациальные контрасты и др.), являются следствием концентрации напряжений и деформаций.

13. Для условий деформаций, не осложненных явлениями осадконакопления, максимальная глубина прогибов коры определяется по формуле

$$W_a = \frac{2L_{кр} \sin \frac{\alpha}{2}}{\pi},$$

которая при  $L_{кр} = 65$  км,  $\alpha = 60^\circ$  дает  $W_a = 21$  км. Возможность образования прогибов указанного порядка является одновременно положительным разрешением вопроса о трансгрессии моря.

14. Волнообразное коробление коры осуществляется в условиях вязкого течения подкорового вещества — последнее перемещается из-под прогибов коры под внешние поднятия. Вследствие этого в зонах прогибов создается дефект масс, а в зонах поднятий избыток масс.

В условиях деформаций, не осложненных осадконакоплением, аномалии силы тяжести, созданные этими массами, определяются по формуле

$$\Delta_2 g = \pm 2 \pi f p,$$

что при всестороннем боковом сжатии дает  $\Delta_2 g = \pm 300$  миллигал для прогибов и поднятий шириною  $L_{кр} = 200$  км, возникших при  $p_{кр} = 725$  кг/см<sup>2</sup>;  $\Delta_2 g = \pm 1200$  миллигал для прогибов и поднятий шириною  $L_{кр} = 100$  км, возникших при  $p_{кр} = 2900$  кг/см<sup>2</sup> и  $\Delta_2 g = \pm 2700$  миллигал для прогибов и поднятий шириною  $L_{кр} = 65$  км, возникших при  $p_{кр} = 6500$  кг/см<sup>2</sup>.

Известные на Земле аномалии силы тяжести достигают в современную эпоху деформаций максимум  $+667$  миллигал (Гавайские острова) и минимум  $-338$  миллигал (подводный трог у Антильских островов).

15. Офиолитовые, трещинные и малые интрузии представляют собой проявление реакции магматического субстрата на прогибающуюся кору, которая при продольном изгибе дает с нижней стороны трещины растяжения, служащие путями для инъекции магмы. Трещины растяжения достигают до срединной поверхности (и выше) коры, а продавливание магмы через эти трещины при отсутствии осадконакопления происходит под давлением  $q = Q + p$ , что при  $p_{кр} = 725$  кг/см<sup>2</sup>,  $2900$  кг/см<sup>2</sup> и  $6500$  кг/см<sup>2</sup>,  $Q = D_1 g H = 10\,000$  кг/см<sup>2</sup> дает соответственно  $q = 10\,725$  кг/см<sup>2</sup>,  $12\,900$  кг/см<sup>2</sup> и  $16\,500$  кг/см<sup>2</sup>.

В условиях мощного осадконакопления противодействие магматического основания должно превышать эту цифру.

16. Эффузивный вулканизм приурочивается во времени к периодам эпейротектонических деформаций. В отношении пространственном он подразделяется на два типа: интрагеосинклинальный (депресссионный) и интрагеоантиклинальный.

Первый тип генетически связан с магматическими инъекциями, дающими офиолитовые, трещинные и малые интрузии, и проявляется тогда, когда эти инъекции достигают дневной поверхности.

Второй тип, именующийся иногда посторогенным типом, связан со сводообразными, продолжающимися изгибаться зонами коры, разгружающими магму ( $q \ll Q$ ) и обеспечивающими значительное расширение растворенных в магме газов, перемешивание магмы и работу на взрыв и выброс.

Противодавление магматического основания на наиболее приподнятые зоны коры в момент потери ею устойчивости определяется из зависимости

$$q = Q - k W = Q - p,$$

что дает для  $p_{кр} = 725 \text{ кг/см}^2$ ,  $2900 \text{ кг/см}^2$  и  $6500 \text{ кг/см}^2$ , соответственно  $q = 9275 \text{ кг/см}^2$ ,  $7100 \text{ кг/см}^2$ ,  $3500 \text{ кг/см}^2$ , т. е.  $q \ll Q$ . Работу на взрыв и выброс совершают газы за счет тепла материнской магмы. Падение температуры материнского расплава до температуры того же расплава на поверхности, необходимое для поднятия расплава из недр на поверхность, определяется из зависимости

$$t_h - t_0 = \frac{gh}{c},$$

где  $t_h$  — температура магмы до излияния, на глубине  $h$  от дневной поверхности,  $t_0$  — температура в момент излияния,  $g = 981 \text{ см/сек}^2$  — ускорение силы тяжести,  $c$  — удельная теплоемкость магмы в момент излияния. По этой формуле магма, поднимающаяся из глубины 40 км и имеющая в момент излияния  $t_0 = 1200^\circ\text{C}$ ,  $c = 1,25 \cdot 10^7 \text{ эрг/г}$  в предположении, что подъем совершается за счет собственного тепла, должна иметь на глубине температуру  $t_h = 1520^\circ\text{C}$ , т. е. на подъем в 40 км требуется падение температуры на  $320^\circ$ . Учитывая потери тепла в канале, оцениваемые равными падению температуры расплава примерно на  $100^\circ$ , получим  $t_h = 1620^\circ\text{C}$  и  $t_h - t_0 = 420^\circ$ .

17. Одной из причин структурной складчатости отложений, создающейся в период прогибания коры и заполнения прогиба осадками, является наличие в основании или внутри осадочного комплекса потенциально текучих масс (глины, мергели, соль, ангидрит и др.), могущих рассматриваться как упругое основание для вышележащей жесткой свиты. При изгибе коры деформация такой свиты носит характер волнообразного изгиба с длиной полуволн (ширина синклиналей и антиклиналей)

$$L = \pi \sqrt[4]{\frac{E_r h^3}{12k}},$$

где  $h$  — мощность свиты,  $E_r$  — приведенный модуль упругости свиты,  $k$  — разность плотностей текучего субстрата и морской воды (случай подводной деформации). Значение приведенного модуля упругости для слоистых толщ составляет несколько десятков  $\text{кг/см}^2$ . Некоторые подсчеты, основанные на полевых данных, дают  $E_r = 30 \text{ кг/см}^2$ . При  $h = 2,2 \text{ км}$ ,  $k = 1,37 \text{ г/см}^3$  слоистая свита способна образовывать антиклинали и синклинали шириною 2 км.

Точно таким же образом объясняется солянокупольная и диапировая тектоника. В этом случае упругим основанием для жестких свит являются соответственно соль и глины. Куполовидный характер структур объясняется равенством сжимающих-изгибающих напряжений во всех горизонтальных направлениях ( $\sigma_1 = \sigma_2$ ), что вытекает из самого контракционного характера деформации коры.

Структуры, возникшие указанным выше путем, после своего зарождения должны контролировать структуру последующих отложений, накапливающихся в тех же прогибах. Равным образом структурная складчатость развивается в прогибающихся областях коры вследствие пластических деформаций верхних слоев коры, развивающихся попутно с упругими деформациями средних и нижних ее слоев и выражающихся в единичных прерывистых выпучиваниях антиклинального типа. Зарождаясь в прогибающихся областях коры, они в дальнейшем своем росте контролируют конформно структуру отложений, накапливающихся в этих областях.

18. Платформенная складчатость, контролируемая местными выступами метаморфического фундамента (плакантиклинали, сибиротипные, жигулевские, террасовидные, туймазинские, коробчатые и др. структуры), связывается с локальным утолщением коры и пластическими деформациями верхних слоев коры при горизонтальном ее сжатии. При боковом сжатии коры в наименее жестких ее участках происходит утолщение, выражаемое формулой

$$\Delta H = \frac{\nu p R}{2E},$$

которая при  $\nu = \frac{1}{4}$ ,  $\rho = 725 \text{ кг/см}^2$ ,  $R = 6371 \text{ км}$ ,  $E = 750\,000$

$\text{кг/см}^2$  и в отсутствии деформации изгиба дает  $\Delta H = 700 \text{ м}$  из коих примерно 20% относится к дневной поверхности коры, а 80% к нижней поверхности. Подобный локальный рост высоты колонны коры, могущий сопровождаться также разрывными нарушениями по краям колонны, особенно при глыбовом ее строении, приводит к фиксированным структурам фундамента и контролирует структуру накапливающихся на них осадочных образований.

19. В специфических условиях упругого основания, представленного высоконагретыми расплавленными магматическими массами, разрушение твердой коры (переход в текучее состояние) наступает путем ползучести. Региональный метаморфизм глубоко прогнутых зон коры, отмеченный явлениями текучести, перекристаллизации, кливажа, сланцеватости, магматизации и др., рассматривается как следствие совместного действия сжатия, нагрева и обменных реакций и основное доказательство разрушения коры путем пластического течения.

Второе важное обстоятельство, предписывающее прогибающимся зонам коры быстрое разрушение (по сравнению с зонами поднятий), вытекает из энергетического выражения закона Архимеда

$$\frac{U_1}{U} = \frac{D_1}{D_2 - D_1},$$

который показывает, что ввиду малой разности плотностей субстрата и коры прогибы на свой рост требуют энергии несравненно меньше, чем поднятия (примерно в 5 раз). Этим же объясняется резко выраженный зональный характер прогибов и связанных с ними отрицательных аномалий силы тяжести, наличие глубоких корней под складчатыми сооружениями и приуроченность очагов тектонических землетрясений преимущественно к прогнутым зонам коры, являющиеся все следствием концентраций напряжений и деформаций в этих прогибающихся зонах.

20. Следствием разрушения прогнутой зоны коры, фиксированного переходом материала из твердого состояния в текучее, является инверсия (выпучивание, выворачивание) прогиба, фиксирующаяся выжиманием вверх и вниз указанных текучих масс. Инверсия представляет собой явление установления гидростатического равновесия между текучими массами прогиба и ограничивающими его жесткими блоками коры и совершается под напором возвращающихся под этот прогиб магматических масс, которые ранее, в процессе прогибания, были нагнетены под смежные жесткие блоки, ныне оседающие и переводящие часть своей потенциальной энергии в смежный прогиб.

Необходимость восстановления гидростатического равновесия после перехода геосинклиналей в текучее состояние (когда деформирующее напряжение  $p \rightarrow 0$ ) следует из основного уравнения

$$q - Q = p,$$

которое при этом условии приводит к уравнению изостатического состояния  $q = Q$  ( $Q$  — давление коры на субстрат,  $q$  — противодействие субстрата).

С точки зрения общих законов развития, инверсия прогибов с попутным горообразованием и восстановлением гидростатического равновесия является разрешением противоречия между старой упругой изогнутой формой коры и новым ее содержанием в виде перехода ее материала из твердого состояния в текучее состояние.

21. Зональное разрушение (текучесть) означает установление для коры режима деформации балки со свободными концами и, следовательно, сведение на нет изгибающих моментов и срезающих сил. Вследствие этого внегеосинклинальные области коры, оседая и вытесняя из-под себя аномальные магматические массы под геосинклиналь, где материал перешел в текучее состояние и лишился прочности, одновременно частично выпрямляются и скользят в направлении геосинклинали. Этим объясняется одновременность регрессии моря из геосинклинали и со смежных с нею платформ.

22. Морфологическим выражением инверсии геосинклинального прогиба является горное сооружение с соответствующим ему более мощным корнем. Отношение средней высоты наземного хребта  $z_1$  к подземному —  $z_2$ , при установлении полного гидростатического равновесия между зоной инверсии и смежными областями, определяется по закону Архимеда

$$z_2 = z_1 \frac{D_1}{D_2 - D_1},$$

причем в случае наиболее часто встречающегося параболического поперечного сечения хребтов  $z_1 = 2/3 z_{\max}$ .

23. Ввиду самоочевидной разности между длиной дуги (истинной поверхностью) и длиной хорды (горизонтальной проекцией поверхности) прогиба выворачивание последнего, а также заполняющих его пластов, повторяющих в целом форму прогиба, сопровождается дислокационной складчатостью (смятием) — образованием антиклиналей и синклиналей, взбросов, надвигов, шарьяжей, покровов, а также усложнением складок доинверсионного поколения.

В зависимости от глубины прогиба (мощности отложений при компенсации прогибания накоплением осадков), ширины его, мощности коры, плотности коры и подкоровых масс, а также высоты складчатого хребта коэффициент дислокационной складчатости (разность между дугой и хордой прогиба, деленная на хорду) определяется из зависимостей

$$\varepsilon = \frac{z_1}{H} \cdot \frac{D_2}{D_2 - D_1},$$

$$\varepsilon = \alpha \frac{W^2}{L_2^2} = \alpha G^2,$$

где  $z_1$  — средняя высота складчатого хребта над своей платформой,  $H$  — мощность коры,  $D_1$  — плотность коры,  $D_2$  — плотность подкоровых масс,  $W$  — максимальная глубина прогиба,  $L_2$  — ширина прогиба (длина хорды),  $G$  — градиент прогибания (мощностей отложений),  $\alpha$  — коэффициент, зависящий от типа профиля прогиба.

Для профилей параболического типа указанные формулы в расчетном виде представляются так:

$$\varepsilon_{\max} = \frac{8}{3} \cdot \frac{W^2}{L_2^2}$$

$$\varepsilon_{\max} = 10 z_{\max} \text{‰},$$

где  $z_{\max}$  — наибольшая высота неразмытого складчатого хребта над своей платформой, выраженная в километрах.

24. Относительная интенсивность складчатости пластов, в зависимости от глубины их залегания в прогибе, определяется пропорцией

$$\frac{\varepsilon_{1, 2 \dots}}{\varepsilon_{\max}} = \frac{h_{1, 2 \dots}^2}{h_{\max}^2}$$

В случае реализации разности между дугой и хордой всецело на образование покровных структур амплитуда перемещения определяется из приближения

$$A = \frac{1}{n} \varepsilon_{\max} L_2$$

где  $n$  — число покровов. При  $\varepsilon_{\max} = 100\text{‰}$ ,  $L_2 = 45$  км,  $n = 1$ , амплитуда перемещения составляет 45 км; при шести покровах — 7,5 км.

25. Вследствие выпрямления и скольжения внегеосинклинальных областей коры, при инверсии в дислокационной складчатости реализуется кроме разности между дугой и хордой данного прогиба также подобная разность в указанных областях (кроме остаточных деформаций), что усиливает дислокационную складчатость. На дислокационную складчатость накладываются также дислокации оползневого характера, которые развиваются в тех случаях, когда статическая нагрузка складчатого хребта превышает прочность масс, слагающих его основание. Вообще же высота складчатого хребта при прочих равных условиях лимитируется прочностью масс в соответствии с зависимостью

$$\sigma = \frac{\gamma}{1-\gamma} \cdot D_0 g z,$$

где  $D_0g$  — удельный вес масс хребта,  $\nu$  — коэффициент Пуассона, а  $z$  — высота хребта над платформой.

Таким образом, дислокация отложений в широком понимании термина складывается из доинверсионной складчатости, инверсионной складчатости, складчатости вследствие выпрямления коры и оползневой складчатости.

26. Инверсия интрагеосинклинального прогиба означает резкое увеличение мощности коры в данной зоне и резкое же увеличение ее кривизны в переходной зоне от складчатого горного сооружения и его корня к смежным платформам. Подобные соотношения обуславливают концентрацию напряжений после консолидации зоны складчатости в предгорных зонах последней и, таким образом, объясняют миграцию зон и фаз складчатости от ранней, наиболее прогнутой подзоны геосинклинали к периферии. При симметричном развитии процесса на раннюю зону складчатости должны накладываться прогибы типа межгорных депрессий; при односторонней направленности развитие должно идти по типу последовательно возникающих и последовательно же закрывающихся предгорных депрессий. Примерами такой концентрации деформаций и напряжений являются все современные предгорные, межгорные и передовые океанические прогибы, где велики как темп погружения, так и интенсивность землетрясений.

Указанные соотношения выражаются известной из курса сопротивления материалов зависимостью

$$P_{\max} = P_n \left( 1 + a \sqrt{\frac{w}{r}} \right),$$

где  $P_{\max}$  — величина силы после концентрации,  $P_n$  — то же при отсутствии концентрации,  $a$  — коэффициент, зависящий от вида деформации,  $w$  — глубина неровности рельефа, которая в грубом приближении может быть положена равной средней высоте хребта,  $r$  — радиус цилиндра, огибающего склон хребта и примыкающую часть равнины. Из этой же зависимости вытекает концентрация деформаций в зонах перехода от мощных континентальных платформ к менее мощ-

ным океаническим платформам, а также концентрация очагов тектонических землетрясений как в этих зонах, так и в предгорных и межгорных зонах коры.

27. Поскольку контракция есть явление общепланетарного масштаба и охватывает всю планету и всю чрезвычайно прочную кору - оболочку одновременно во всех ее частях, то во всех частях коры, требующих одинаковое минимальное количество энергии на деформацию, будут возникать одновременно одинаковые геосинклинальные системы, которые при прочих равных условиях должны одновременно же замкнуться и перейти в геоантиклинали. Ход развития должен быть тот же после консолидации геоантиклиналей, в очередном этапе тектонической эволюции.

Смещения в фазах орогенеза в различных геосинклиналях в пределах одного тектонического этапа представляются неизбежными в силу неоднородностей коры, различий в масштабах осадконакопления, магматической деятельности и др., замедляющих или ускоряющих процесс подготовки прогиба к инверсии и дислокационной складчатости.

После инверсии и консолидации одной из одновременно возникающих геосинклиналей деформации должны концентрироваться в той геосинклинали, которая менее всего отстала в подготовке инверсии от первой. Вследствие этого вскоре после инверсии и складчатости первой геосинклинали (или части ее) будет испытывать инверсию указанная отставшая геосинклиналь и т. д.

Таким образом, высокой устойчивостью коры, наличием газовой подушки и универсальностью контракции объясняется т. н. цикличность горообразования и относительная универсальность (с неизбежными смещениями) орогенических фаз. Цикличность и фазность отражают непрерывно-прерывистый (перманентный) характер контракции планеты и деформации коры.

28. Излагаемый механизм деформации предполагает при глубоком интрагеосинклинальном погружении (вернее при большом градиенте погружения) наряду с региональным метаморфизмом геосинклинального комплекса (материала коры и осадочной покрывки) переплавление и перерожде-

ние его в квазимагматическую массу, вследствие установления термической изостазии с подкоровыми массами. Это предполагает одновременно значительное изменение вещественного состава комплекса вследствие взаимодействия его с подкоровыми массами (явления диффузии, ассимиляции и др.). При инверсии прогиба эти квазимагматические „гранитизированные“ массы выжимаются в значительной мере вверх, контролируясь в своем размещении общим механизмом одновременно протекающей дислокационной складчатости.

29. Для геологической и геоморфологической интерпретации гравитационного поля с точки зрения излагаемого механизма деформации коры единственно приемлемой является редукция Гленни, которая, как известно, исходит из идеи коробления коры при попутном перемещении подкорового вещества и наилучшим образом согласуется с данными геологии.

В этой редукции области, отмеченные относительным региональным максимумом силы тяжести и обнаруживающие по геоморфологическим данным явную тенденцию к поднятию, должны квалифицироваться как области упругих волновых поднятий, благоприятных одновременно для проявления эффузивного вулканизма интрагеоантиклинального типа; обратные соотношения должны быть показательными для зон погружений и благоприятны для проявления депрессионного (трещинного и эффузивного) магматизма и возникновения очагов тектонических землетрясений. В той же редукции геосинклинальные области, отмеченные относительными региональными минимумами силы тяжести и обнаруживающие по геоморфологическим данным тенденцию к поднятию, должны квалифицироваться как области продолжающейся дислокационной складчатости и инверсии (исключение должны составлять области, недавно освобожденные от мощных ледяных покровов).

Гравитационная карта отражает в основном новейшие деформации коры и деформации более древних эпох в тех случаях, когда современный план деформации наследует в существенной мере план древних эпох деформаций.

30. Разрывные нарушения в оболочке (астеносфере), с которыми связываются очаги глубокофокусных землетрясений, возникают в высокоэластической области деформации. Необходимость введения понятия высокоэластической деформации, присущей массам типа резины, каучука, бакелита и др., диктуется тем, что для материала оболочки разрушающий предел выше или того же порядка, что и ее модуль упругости. Основным параметр  $\beta = \frac{E}{\sigma_s}$ , характеризующий природу материала, равняется для коры 75, а для внешней оболочки 0,013 (для обычной технической резины  $\beta = 1 \div \frac{1}{2}$ ), из чего следует, что материал коры и материал оболочки имеют совершенно разную механическую природу, а прочность материала оболочки обусловлена не химическими, а дисперсионными силами.

В предположении, что наблюдаемые на коре ундации и региональные разломы принадлежат одновременно коре и внешней оболочке для последней получено  $E_r = 130 \text{ кг/см}^2$ , против  $E_r = 750\,000 \text{ кг/см}^2$  для тонкой коры.

31. Расчеты, выполненные согласно формуле Стокса

$$V = \frac{\Delta \rho d^2}{18 \eta},$$

показывают, что гравитационная дифференциация в подкоровых массах путем погружения или всплывания кристаллов и других частиц практически невозможна при изостазии, если размеры таковых достигают даже нескольких метров в поперечнике, а вязкость достигает  $10^{18}$  пуаз.

В согласии с данными наблюдений над действующими вулканами и указанным выше выводом о дисперсионном характере сил, обуславливающих прочность (вязкость) материала оболочки, доказывається, что такая дифференциация приобретает колоссальную скорость даже при диаметре частиц в 1 мм, если деформация коры носит характер упругого изгиба. При такой деформации в интрагеоантиклинальных зонах магматический субстрат перманентно разгружается; то же самое происходит под трещинами растяжения.

возникающими в интрагеосинклинальных прогибах и вообще при уменьшении объема астеносферы, когда кора имеет стремление отставать от субстрата.

Поскольку вязкость  $\eta$  под давлением  $q$  растет по закону

$$\eta = \eta_0 \cdot e^{\alpha q},$$

где  $\eta_0$  — вязкость той же массы на дневной поверхности в момент излияния (10—1000 пуаз по данным наблюдений над современными вулканами),  $e$  — основание натуральных логарифмов,  $\alpha$  — постоянная, то снижение  $q$  до нуля дает во всяком случае  $\eta = \eta_0$ , т. е. снижает вязкость в формуле Стокса от  $10^{18}$ — $10^{22}$  пуаз до 10— $10^3$  пуаз. При  $\eta = 1$  пуаз, диаметре частиц  $d = 0,1$  см и разности плотности среды и частиц  $\Delta\rho = 1$  г/см<sup>3</sup> формула Стокса дает огромную скорость гравитационной дифференциации магмы в недрах —  $V = 100$  см/минуту. Это решение намечает возможность фракционирования из офиолитовой магмы мономинеральных ультраосновных и аноритозитовых производных магм еще до инъекции их в верхние слои коры (ликвация).

32. Эволюция земной коры совершается в общем таким образом, что океанические платформы на краях последовательно переходят через геосинклинальное развитие в континентальные платформы. Закон поступательного развития предполагает, что после завершения этой стадии развития начнется формирование качественно новой коры тем же путем геосинклинального развития с переходом геосинклиналей в свою противоположность — в геоантиклинали и далее в платформы. Тот же закон предполагает, что, если Земля, как планета, образовалась из пылевой материи, находившейся в твердом состоянии, перешедшей далее в огненножидкое состояние, то последнее состояние должно перейти в дальнейшей своей эволюции в качественно новое твердое же состояние.

Излагаемая контракционно-изостатическая теория деформации земной коры исходит из состояния второго перехода. Геотектонические гипотезы последних лет, построенные в плане космогонической концепции О. Ю. Шмидта,

исходят из состояния первого перехода, могущего отвечать во времени догеологической эре развития Земли.

33. Поскольку контракция Земли в свете изложенных выше геологических данных является непреложным фактом, то она должна быть учтена также в службе времени (в определении продолжительности суток) и далее, поскольку при контракции имеет место концентрация деформаций и скольжение в связи с этим коры по субстрату, то в высокоточных геодезических измерениях (триангуляция, градусные измерения) должна быть учтена также возможность горизонтального передвижения коры.

\* \*  
\* \*

То, что хотелось бы нам привести в качестве послесловия, изложено в одной из недавних работ Е. Н. Люстиха<sup>1</sup>.

Указанный автор пишет: „Сейчас особенно остро ощущается потребность в создании геотектонической теории, дающей возможность вывести подлинные законы развития земной коры, вместо обобщений описательного характера, часто ненадежных, которыми приходится довольствоваться до сих пор. Однако, хотя накоплено огромное количество фактов и эмпирических закономерностей, их все еще недостаточно для создания научно-обоснованной геотектонической теории. При таких условиях неизбежным и необходимым подсобным инструментом научной мысли является гипотеза, дающая руководящую линию исследования и ориентировку в том мощном потоке фактического материала, который доставляет наблюдение.

Это давно осознано, и можно скорей пожаловаться на чрезмерное изобилие геотектонических гипотез, чем на нехватку их. Однако специфические особенности геотектоники и ряд других причин привели к тому, что результаты всех приложенных усилий оказались мало плодотворными и период гипотез затянулся несообразно долго. Теперь уже

---

<sup>1</sup> Е. Н. Люстих, Геологический смысл различных методов вычисления аномалий силы тяжести. Тр. Института теоретической геофизики, т. III, 1948.

нередко приходится слышать о „тяжелом кризисе в геотектонике“, о неумении этой науки широко обобщать всю массу накопленных фактов. Несмотря на избыток гипотез, ни одна из них пока что не дает удовлетворительного объяснения хотя бы большинству имеющихся фактов. Все еще распространен скептический взгляд на самую возможность создания удовлетворительной гипотезы; появились абстрактные схемы, в которых реальные физические обоснования подменяются туманными ссылками на „тенденции“. За диалектической формой таких схем проскальзывает порой схоластическая сущность.

Одна из причин столь тяжелого положения, несомненно, заключается в том, что *геотектоника не может оставаться в рамках одной геологии, поскольку она перерастает в геодинамику, т. е. науку, изучающую не только структуру, но и движение земной коры. В таком понимании она выходит уже на перекресток трех отраслей знания: геофизики, геологии и геохимии и в равной мере включает их все. Мало того, она не может обойтись и без четвертой, только нарождающейся отрасли знания — геомеханики* (подчеркнуто нами — А. А.).

К сожалению, представители этих отраслей редко работают согласованно и часто даже не очень хорошо понимают друг друга. Разобщенность их служит причиной того, что иногда очень крупные ученые посвящают себя разработке обширных теорий, заведомо неудачных, в основе которых лежит недоразумение или ошибка. Особенно часто случается, что геологи игнорируют законы физики или опираются на неправильно понятый ее принцип. Геофизики же, с другой стороны, сплошь и рядом не учитывают уже давно известные и твердо установленные специфические закономерности развития земной коры“ (стр. 3—4).

Из всего предыдущего изложения легко было видеть, что исследование автора имеет отношение к перекрестку, о котором писал Е. Н. Люстих. Исследование это, очевидно, нельзя считать достаточно совершенным, поскольку для возможности анализа явлений и геометризации среды, в которой они происходят, сделан целый ряд упрощающих пред-

положений и поэтому на это исследование следует смотреть как на попытку, освещающую комплекс явлений тектонической активности Земли с единой точки зрения и намечающую некоторые пути для дальнейших исследований в этом направлении.

Действительная картина соотношений вещей разумеется значительно сложнее, но на настоящем этапе наших знаний мы можем быть довольны и тем, что удастся наметить контуры тех решений, которые мы ищем в их совершенстве, и облечь их, хотя и грубо, в формы количественных законов теории сопротивления материалов, казавшихся многим геологам безнадежно неприменимыми к явлениям тектонической деформации Земли.

„...От живого созерцания к абстрактному мышлению и от него к практике — таков диалектический путь познания объективной реальности“, — писал В. И. Ленин<sup>1</sup>.

В этом отношении весьма поучительными являются также следующие слова А. П. Карпинского: „Хотя уровень наших геологических знаний... не позволяет сделать еще вполне безупречные выводы, но из этого еще не следует, чтобы геолог должен был воздержаться от подобных обобщений: если они согласны со всеми известными данными или, по крайней мере, с некоторыми из них и не противоречат остальным, то обобщения эти принесут пользу, давая указания для направления дальнейших исследований. Если же подобные выводы неверны, то первый идущий вразрез с ними факт положит предел их существованию“<sup>2</sup>.

Как уже отмечалось, концепция автора является дальнейшим развитием того рационального, неоспоримого, которое имелось в предыдущих геотектонических построениях (гравитационное сжатие Земли, разделение тектонических движений на орогенический и эпейрогенический типы и их периодичность, связь дислокационной складчатости с перио-

---

<sup>1</sup> В. И. Ленин, *Философские тетради*, стр. 166, Партиздат, 1936.

<sup>2</sup> А. П. Карпинский, *Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. Очерки геологического прошлого Европейской России*, стр. 32, М.—Л., 1947.

дами инверсии геосинклиналей, связь структурной, диапировой и сибиротипной складчатости с периодами упругого коробления коры, связь кислого магматизма с периодами инверсии геосинклиналей, связь эффузивного вулканизма с периодами эпейротектонических деформаций коры, связь отрицательных аномалий силы тяжести с зонами современных опусканий коры, горизонтальное передвижение коры и др.) и было добыто рядом поколений исследователей из сравнения точно документированных фактов. Более или менее новой в его исследовании является количественная оценка сил и деформаций, развивающихся при тектонических процессах, которая, несмотря на неизбежную приближенность расчетов, оказалась в удовлетворительном согласии с действительностью (размеры прогибов и поднятий коры, размеры и типы складок, коэффициент складчатости, предел текучести коры, энергия деформации, энергия вулканической деятельности, значения аномалий силы тяжести, скорость деформаций и др.). Новой является также схема последовательности и взаимосвязи явлений тектонической активности, основанная одновременно на качественных данных геологии и количественных данных механики. Исходной для этой схемы может считаться сформулированная впервые проф. Э. Огом и акад. А. П. Павловым контракционно-изостатическая гипотеза<sup>1, 2</sup>, правильность которой подтверждается всеми приведенными выше данными.

Дальнейшей своей задачей автор считал бы детализацию развитых выше положений о причинах и характере тектонической деформации Земли и изучение на основе этих положений истории тектонической эволюции земной коры, конкретизированной для отдельных ее областей.

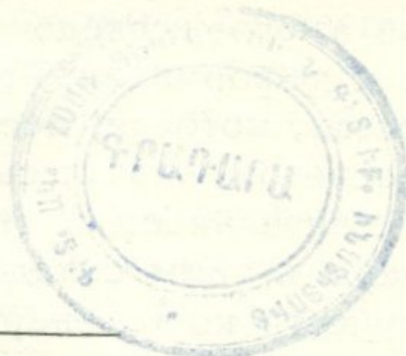
\* \* \*

Автор считает своим долгом выразить благодарность Президенту Академии наук Армянской ССР В. А. Амбар-

<sup>1</sup> E. Naug, *Traité de Geologie*, p. I, Paris, 1914.

<sup>2</sup> A. Pavlow, *Essai de reconnaitre l'era prearcheenne dans l'histoire de la terre et son influence sur l'evolution interieure du geode*. БМОИП, отд. геол., III, XXXI, 1922.

думяну, доктору технических наук Т. Т. Хачатряну, доктору технических наук С. А. Амбарцумяну и кандидату физико-математических наук Г. А. Гурзядяну за внимание и помощь, оказанную ими в выполнении данной работы. С тем же чувством признательности оценивает автор советы, данные ему покойным акад. А. Н. Заварицким и акад. Н. С. Шатским и критические замечания проф. В. Е. Хаина, проф. А. Г. Назарова, проф. И. Г. Магакяна и проф. Н. В. Зволинского, взявших на себя труд рецензировать настоящую работу.



## О Г Л А В Л Е Н И Е

Стр.

Предисловие . . . . .

### Г Л А В А I

Исходные данные и общие предпосылки . . . . .	9
1. Фигура и строение Земли . . . . .	9
2. Источники энергии тектонических движений . . . . .	25
3. Природа тектонических движений . . . . .	36
4. Вопрос о мощности твердой оболочки Земли . . . . .	42

### Г Л А В А II

Упругие и упруго-пластические деформации земной коры . . . . .	47
1. Особенности строения и условий деформации коры . . . . .	47
2. Волновые и разрывные деформации коры . . . . .	56
3. Деформация астеносферы . . . . .	83
4. Некоторые особенности деформации коры . . . . .	92

### Г Л А В А III

Пластические и вязко-пластические деформации земной коры . . . . .	103
1. Механизм горообразования . . . . .	103
2. Деформация осадочной покрывки в период коробления . . . . .	126
3. Деформация осадочной покрывки при инверсии прогибов . . . . .	148

### Г Л А В А IV

Магматическая деятельность и ее отношение к деформациям земной коры . . . . .	179
1. Вулканизм . . . . .	179
2. Плутонизм . . . . .	209

### Г Л А В А V

Методологические основы контракционно-изостатической теории . . . . .	224
Основные выводы и заключение . . . . .	265

Ответ. редактор В. Л. ЕГОЯН

Тех. редактор Л. А. АЗИЗБЕКЯН

Корр. Н. И. КОЛЕСНИКОВА

РИСО № 256 ВФ 09761 Заказ 23 Изд. № 1127 Тираж 1500

Сдано в производство 17/1 1955 г., подписано к печати 6/IV 1955 г.  
18<sup>1</sup>/<sub>8</sub> печ. л., 15,75 уч.-изд. листов, цена 9 р. 50 к. переплет 2 р.

Типография Издательства Академии наук Армянской ССР,  
Ереван, ул. Абовяна, 124

## ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
36	3 сверху	$E_m = E_g$	$E_m = E_d$
45	5 снизу	А. Б. Магницкий	В. А. Магницкий
55	16 сверху	контрактагии	контракции
59	12 сверху	кора	коры
60	6 снизу	к	к'
60	7 снизу	Z	z
64	Повернуть фиг. 6 на $180^\circ$		
91	17 сверху	$\rho_1 > \rho_{11}$	$\rho_1 > \rho_{11}$
109	2 снизу	$\rho_k/2$	$\rho R/2$
109	3 снизу	$\rho_k/4$	$\rho R/4$
110	2 снизу	$\pi$	$\frac{\pi}{2}$
134	17 снизу	$h \times 2,2$	$h = 2,2$
245	16' сверху	это	эта
257	10 снизу	и концентрации	с концентрацией

11346